

Міністерство освіти і науки України
Львівський національний університет імені Івана Франка
Геологічний факультет

М.М. Павлунь, О.В. Гайовський, С.І. Ціхонь, О.В. Шваєвський

Збірник
змістовних модулів і тестових завдань з навчального курсу
«Теорія рудогенезу»,
в межах ОПШ
Геологія. Комп'ютерні технології в науках про Землю
першого (бакалаврського) рівня вищої освіти для здобувачів зі
спеціальності 103 Науки про Землю

Львів-2023

В збірнику подані змістовні модулі і тестові завдання з більшої частини курсу “Геологія родовищ корисних копалин”:

- 1) Теорії процесів рудогенезу в ендо- та екзогенних умовах земної кори;
- 2) Геології родовищ металевих видів сировини;

Самостійна системна робота із тестовими завданнями дасть змогу студентам закріпити отримані на лекціях та лабораторних заняттях знання з геології корисних копалин для освітньо-кваліфікаційного рівня “бакалавр”

Змістовні модулі та тестові завдання для самостійної підготовки студентів з навчального курсу “Геологія родовищ корисних копалин”

**Блок змістовних модулів I – Теоретичні основи вчення про родовища корисних копалин.
Модуль I.1. – Поняття та принципи систематики корисних копалин.**

I.1.1.- Визначення понять “корисна копалина” та “родовище корисних копалин”	I.1.1.1. – Мінеральні утворення земної кори, що можуть бути використані людиною безпосередньо або після переробки, <i>називають</i> : A – корисною копалиною; B – родовищем корисних копалин.
	I.1.1.2. – Мінеральні утворення земної кори, які можуть бути використані людиною тому, що мають певні кількісні та якісні характеристики <i>називають</i> : A – родовищем корисних копалин; B - корисною копалиною.
	I.1.1.3. – Поняття “корисна копалина” та “родовище корисних копалин” є синонімами A – ні; B – так.
I.1.2.– Систематика корисних копалин	I.1.2.1. – За О.Г.Бетехтіним, родовища молібдену та вольфраму <i>належать до підгрупи родовищ</i> : A – чорних та легуючих металів; B – кольорових металів; C – рідкісних металів.
	I.1.2.2. - Родовища осмію та іридію, за О.Г.Бетехтіним, <i>належать до підгрупи родовищ</i> : A – благородних металів; B – рідкісних металів; C – рідкісноземельних металів.
	I.1.2.3. Родовища селітри, глауконіту, цеолітів та калійних солей за О.Г. Бетехтіним, <i>належать до підгрупи родовищ</i> : A – аграрної, B – хімічної, чи C – металургійної сировини?
	I.1.2.4.- За О.Г.Бетехтіним, родовища бездоганих кристалів $Ca F_2$ <i>належать до підгрупи родовищ</i> : A –оптичної сировини, B –металургійної сировини, C - обробного каміння

Модуль I.2. – Базові поняття та методи дослідження родовищ корисних копалин.

I.2.1. – Визначення понять “промислове родовище” і “промислові кондиції” корисної копалини	I.2.1.1. – Природне скупчення мінеральної речовини, яка може бути використана людиною безпосередньо або після переробки, <i>називають</i> : A – корисна копалина, B – промислове родовище, C – рудне тіло.
	I.2.1.2.- Спеціальні дослідження родовищ корисних копалин проводять, розпочинаючи з масштабу: A – 1:25 000; B – 1:50 000; C – 1:100 000; D – 1: 200 000.
	I.2.1.3. – При виділенні генетичних типів або при рудно-формаційному аналізі родовищ обов’язково застосовують метод: A – порівняльний; B – підрахунку запасів; C – кондиційних показників.
I.2.2.– Визначення понять “рудне тіло”, “рудний стовп”, “руда”	I.2.2.1. – Руда обов’язково містить метал, який можна вилучити при допомозі певних технологій: A – так; B – ні.
	I.2.2.2. – “Відкритим” називають рудне тіло, що: A - виходить на денну поверхню; B – вперше знайдено геологом; C – розкриті гірничими виробітками.

	<p>1.2.2.3. - Термін “рудний стовп” є поняттям: A – промислової якості ділянки рудного тіла; B – форми рудного тіла; C – розміру рудного тіла</p>
	<p>1.2.2.4. - “Рудний стовп” завжди є крутоспадним і має стовпоподібну форму: A – так; чи B – ні ?</p>
	<p>1.2.2.5. – При визначенні “рудоутворювальної ролі” мінералів, серед багатьох показників щодо їхніх природних властивостей визначальним є: A – здатність до нагромадження в природних ділянках і при збагаченні, B – високий вміст корисного компонента; C - схильність до утворення крупнозернистих агрегатів; D – повна відсутність шкідливих домішок.</p>

Модуль I.3. Умови залягання та морфологія рудних тіл.

<p>1.3.1.- Елементи залягання і класифікація форм рудного тіла</p>	<p>1.3.1.1. Кут заломлення характеризує залягання: A –трубоподібного тіла; B - сідлоподібного тіла; C – східчастої жили; D – штока; E – штокверка.</p>
	<p>1.3.1.2. – Грубоізометричний об’єм гірської породи із складною мережею коротких різноорієнтованих прожилків та вкрапленням мінеральної речовини називають: A – штокверком; B – штоком; C – інзою; D – стовпом.</p>

Модуль I.4. Мінеральні та текстурно-структурні типи руд.

<p>1.4.1. – Мінералого-геохімічні типи руд та їх природа</p>	<p>1.4.1.1. - Оксидні та гідроксидні руди притаманні родовищам: A – Fe, Mn, Sn, Al; B – Zn, Pb, Sb, As, Hg; C – Au, Ag, Pt, C, S.</p>
<p>1.4.2. Текстурно-структурні типи руд та їх природа</p>	<p>1.4.1.2. - Нодулярну текстуру мають магматогенні руди: A – хрому; B – апатиту; C – нікелю-міді.</p>
	<p>1.4.2.2. – Структура роз кристалізації гелю: A –коломорфна; B – евтектоїдна; C – крустифікаційна.</p>
	<p>1.4.2.3. – Пегматитова структура кварц-польовошпатового агрегату є результатом: A – співкристалізації двох мінералів; B – розпаду твердого розчину; C – заміщення одного мінералу іншим.</p>

Модуль I.5. Головні процеси рудоутворення та принципи генетичної класифікації родовищ корисних копалин.

<p>1.5.1.- Ендогенні процеси</p>	<p>1.5.1.1. - Процес не ізохімічного заміщення одних мінералів іншими зі збереженням початкового об’єму породи називають: A – метасоматозом; B – метаморфізмом; C – пневматолізом.</p>
	<p>1.5.1.2. - Процес майже ізохімічного заміщення одних мінеральних фаз іншими зі зміною початкового об’єму породи називають: A – метасоматозом; B – метаморфізмом; C – пневматолізом.</p>

	<p>I.5.1.3. - Процес пневматолізу можливий лише в умовах певного стану рудоутворювальної системи: A – надкритичного; B – докритичного; C – гетерогенного; D – двофазового</p>
<p>I.5.2. - Екзогенні процеси</p>	<p>I.5.2.1. - Процеси хомогенно-осадової диференціації мінеральної речовини в кінцевих водоймищах <i>регулюються</i>: A – окиснено-відновними та кислотно-лужними умовами середовища, B – термобаричним режимом на різних глибинних рівнях, C – напругою геологічних та гравітаційних полів земної кулі.</p>
	<p>I.5.2.2. - Не вірно, що границя між зонами залишкового та інфільтраційного рудоутворення кори звітрювання визначається положенням: A – певної ізотермобари; B – рівня ґрунтових вод; C – кисневої границі; D – зони зміни відновно-окисненого потенціалу; E – зони зміни кислотно-лужних умов середовища.</p>
	<p>I.5.2.3. - Процеси механічно-осадової диференціації мінеральної речовини в кінцевих водоймищах регулюються: A – гравітаційним чинником; B – фізико-хімічним режимом; C – біохімічними обставинами; D – геолого-структурними умовами.</p>
<p>I.5.3 – Генетична класифікація родовищ корисних копалин, за В.І.Смірновим</p>	<p>I.5.3.1 – В сучасній генетичній системі родовищ корисних копалин ієрархія класифікаційних таксонів визначається: A – серія; B – група; C – клас і підклас; D – джерело енергії; E – тип рудоутворювального процесу; F – геолого-структурна ситуація.</p>
	<p>I.5.3.2 – Родовища, що займають проміжну генетичну позицію між ендо- та екзогенними утвореннями, <i>відносяться</i> до одного з класів групи: A – колчеданних; B – альбітит-грейзенових; C – скарбових; D – телетермальних.</p>
	<p>I.5.3.3. – <i>Не вірно</i>, що до післямагматичних належать родовища класу : A – інфільтраційних; B – альбітитових; C – десиліфікованих пегматитів; D – магнезійних скарнів.</p>

Блок модулів II. Магматогенні процеси рудоутворення.

Модуль II. 1. Власне магматичні родовища.

<p>II.1.1. - Енергетична модель і головні чинники формування магматичних родовищ</p>	<p>II.1.1.1. - Власне магматичні родовища просторово і генетично не пов'язані з інтрузивами складу: A – кислого та середнього; B – лужного та основного; C - ультраосновного.</p>
	<p>II.1.1.2. – Родовища ранньомагматичного класу формувалися внаслідок процесів магматичної диференціації типу: A - кристалізаційно-гравітаційної; B – кристалізаційно-фільтраційно; C – ліквацийно-гравітаційної; D - ліквацийно-фільтраційної.</p>
	<p>II.1.1.3. - Родовища, що формуються внаслідок процесів кристалізаційно-фільтраційної диференціації розплавів, <i>належать</i> до генетичного класу: A – пізньо-магматичного; B – ранньо-магматичного; C – ліквацийно-магматичного; D – сегрегативно-акумулятивного.</p>

	<p><u>П.1.1.4.</u> - Процес магматичної ліквідації полягає у відокремленні від силікатного розплаву: A – краплин рудно-сульфідного розплаву; B – кристалів високотемпературних мінералів; C – газоподібних пухирців надкритичного флюїду.</p>												
	<p><u>П.1.1.5.</u> - <i>Не вірно</i>, що одним з найважливіших чинників рудно-магматичної диференціації є: A – напруга та напрям геомагнітного поля; B – зниження температури і тиску; C – процеси асиміляції бокових порід; D - напруга гравітаційного поля; E – синмагматичні тектонічні рухи.</p>												
<p><u>П.1.2.</u> – Геотектонічна позиція і тип рудоносних масивів</p>	<p><u>П.1.2.1.</u> - До геосинклінальних рудно-магматичних формацій <i>належать</i> родовища: A – хромшпінелідів, платини та ванадієносних титано-магнетитових руд, B – сульфідних мідно-нікелевих руд; C – алмазоносних кімберлітів; D – рідкіснометалевих (Ni, Zr, La, Ce) карбонатитів; E - апатит-нефелінів.</p>												
	<p><u>П.1.2.2.</u> - <i>Не вірно</i>, що до платформених рудно-магматичних формацій належать родовища: A – хромшпінелідів, платини та ванадієносних титано-магнетитових руд, B – сульфідних мідно-нікелевих руд; C – алмазоносних кімберлітів; D – рідкіснометалевих (Ni, Zr, La, Ce) карбонатитів; E - апатит-нефелінів.</p>												
	<p><u>П.1.2.3.</u> - Магматичні родовища, <i>пов'язані</i> з тілами вивержених порід, що мають форму: A – лаполіту, лакколіту, силлу, дайки; B – гранітного батоліту; C – малі гіпабісального штоку; D – лавового покриву, конуса.</p>												
<p><u>П.1.3.</u> – Генетичні класи і типи магматичних формацій</p>	<p><u>П.1.3.1.</u> - Наведені нижче типи родовищ <i>належать</i> до ранньо-магматичного класу, окрім A – мідно-нікелевих сульфідних у габро-коритах; B – хромітоносних, часто платиноносних дунітів-перидотитів (Бушвельдський підтип); C – алмазоносних кімберлітів-лерцолітів; D – апатит-нефелінових у сієнітах.</p>												
	<p><u>П.1.3.2.</u> - Наведені нижче типи родовищ <i>належать</i> до пізньо-магматичного класу, окрім: A - алмазоносних кімберлітів; B – хромітоносних дунітів (Уральський підтип); C – титано-магнетитових, часто ванадієносних, у габро-піроксенітах; D – рідкіснометалевих карбонатитів.</p>												
	<p><u>П.1.3.3.</u> - До ліквідаційно-магматичного класу <i>належать</i> родовища: A – сульфідних мідно-нікелевих руд у габро-норитах; B – апатит-магнетитових у сієнітах; C – платиноносних дунітів (з осмієм та іридієм); D – апатит-нефелінові.</p>												
	<p><u>П.1.3.4.</u> - Для магматичних родовищ серед інтрузивів наведених типів <i>рудотворювальними є мінерали:</i></p> <table border="1" data-bbox="400 1682 1418 1872"> <thead> <tr> <th data-bbox="400 1682 911 1715"><u>інтрузиви</u></th> <th data-bbox="911 1682 1418 1715"><u>мінерали</u></th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td data-bbox="400 1715 911 1749">A – ультраосновні;</td> <td data-bbox="911 1715 1418 1749">1. (Mg, Fe) Cr₂O₄, платиноїди;</td> </tr> <tr> <td data-bbox="400 1749 911 1783">B – кислі;</td> <td data-bbox="911 1749 1418 1783">2. Родовища не зустрічаються</td> </tr> <tr> <td data-bbox="400 1783 911 1816">C – ультра основні лужного ряду;</td> <td data-bbox="911 1783 1418 1816">3. C (кубічна модифікація);</td> </tr> <tr> <td data-bbox="400 1816 911 1850">D – габро-норити;</td> <td data-bbox="911 1816 1418 1850">4. (Fe, Ni, Co)₉S₈-CuFeS₂-FeS;</td> </tr> <tr> <td data-bbox="400 1850 911 1883">E – габро-амфіболіти.</td> <td data-bbox="911 1850 1418 1883">5. (Fe, Ti)Fe₂O₄, FeTiO₃-TiO₂.</td> </tr> </tbody> </table> <p><u>П.1.3.5.</u> - Серед наведених металів власне магматичних родовищ <i>не утворюють лише:</i> A – Mo, W, Pb, Zn, Au; B – Fe, Ti, V, Cr, Pt; C – Zr, Ce, La, Y, Nb; D – Cu, Ni, Co, Os, Ir.</p>	<u>інтрузиви</u>	<u>мінерали</u>	A – ультраосновні;	1. (Mg, Fe) Cr ₂ O ₄ , платиноїди;	B – кислі;	2. Родовища не зустрічаються	C – ультра основні лужного ряду;	3. C (кубічна модифікація);	D – габро-норити;	4. (Fe, Ni, Co) ₉ S ₈ -CuFeS ₂ -FeS;	E – габро-амфіболіти.	5. (Fe, Ti)Fe ₂ O ₄ , FeTiO ₃ -TiO ₂ .
<u>інтрузиви</u>	<u>мінерали</u>												
A – ультраосновні;	1. (Mg, Fe) Cr ₂ O ₄ , платиноїди;												
B – кислі;	2. Родовища не зустрічаються												
C – ультра основні лужного ряду;	3. C (кубічна модифікація);												
D – габро-норити;	4. (Fe, Ni, Co) ₉ S ₈ -CuFeS ₂ -FeS;												
E – габро-амфіболіти.	5. (Fe, Ti)Fe ₂ O ₄ , FeTiO ₃ -TiO ₂ .												

Модуль П.2. – Пегматитові родовища.

<p><u>П.2.1.</u>- Генетичні моделі та головні чинники утворення пегматитів</p> <p><u>П.2.2.</u> – Геотектонічна позиція та зв'язок із магматичними формаціями</p>	<p><u>П.2.1.1.</u> – Природу гранітних пегматитів пояснюють гіпотези, що висловлені в працях:</p>		
	<table border="1"> <tr> <td> <p><u>Авторів:</u> О. Ферсмана К. Ландеса О. Заварицького Г. Рамберга</p> </td> <td> <p><u>Гіпотези :</u> 1. Власне магматична 2. Магматично-метасоматична 3. Метасоматична 4. Метаморфічна</p> </td> </tr> </table>	<p><u>Авторів:</u> О. Ферсмана К. Ландеса О. Заварицького Г. Рамберга</p>	<p><u>Гіпотези :</u> 1. Власне магматична 2. Магматично-метасоматична 3. Метасоматична 4. Метаморфічна</p>
	<p><u>Авторів:</u> О. Ферсмана К. Ландеса О. Заварицького Г. Рамберга</p>	<p><u>Гіпотези :</u> 1. Власне магматична 2. Магматично-метасоматична 3. Метасоматична 4. Метаморфічна</p>	
	<p><u>П.2.1.2.</u> – Повнодиференційовані пегматити <i>формується в умовах фізико-хімічної системи, що є :</i> А – відкритою; В – напіввідкритою; С – закритою; D – це не має значення.</p>		
	<p><u>П.2.1.3.</u> – Найбільш високобарні пегматити є <i>джерелом:</i> А – мусковіту та керамічної сировини; В – Li, Be, Sn, W, Ta, Nb; С – п'єзооптичної сировини, топазу, берилу; D – корунду, сапфіру, рубіну.</p>		
	<p><u>П.2.2.1.</u>- Пегматитові родовища просторово та генетично <i>пов'язані з магматичними утвореннями типу:</i> А – гранітний батоліт; В – лополіт ультрабазитів; С – силл габро-долеритів; D – покров ліпаритів.</p>		
	<p><u>П.2.2.2.</u> – Промислові родовища пегматитового класу <i>пов'язані з магматичними формаціями:</i> А – абісальних зон; В – гіпабісальних зон; С – субвулканічними; D – вулканогенними.</p>		
<p><u>П.2.2.3.</u> - Родовища гранітних пегматитів переважно <i>зустрічаються в зонах :</i> А – центральних геосинклінальних піднять та тектоно-магматичної активізації платформ; В – вулканогенних поясів; С – передгірських та між гірських прогинів; D – зеленокам'яних структур докембрійських щитів.</p>			
<p><u>П.2.3.</u> – Генетичні класи і типи пегматитових родовищ</p>	<p><u>П.2.3.1.</u> - Корундоносні плагіоклазити <i>належать до родовищ типу :</i> А – десиліфкованих гранітних пегматитів; В – лужних пегматитів; С – габро-пегматитів; D – взагалі не мають відношення до пегматитів.</p>		
	<p><u>П.2.3.2.</u> – Родовища класу “простих” та “перекристалізованих” пегматитів <i>можуть розроблятися на :</i> А – мусковіт, керамічну сировину; В – Li, Be, Sn, W, Ta, Nb; С – п'єзооптичну сировину CaF_2, $\text{Al}_2[\text{SiO}_4][\text{FOH}]_2$ та $\text{Be}_3\text{Al}_2[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$; D – Al_2O_3 (наждак, кристали).</p>		
	<p><u>П.2.3.3.</u> – Пегматитові родовища п'єзооптичного SiO_2, ювелірних відмін $\text{Al}_2[\text{SiO}_4][\text{FOH}]_2$ та інших самоцвітів <i>належать до генетичного класу :</i> А – метасоматично заміщених; В – перекристалізованих; С – простих пегматитів; D – десиліфкованих.</p>		

Модуль П.3. Карбонатитові родовища.

<p>П.3.1. – Генетична модель та головні чинники утворення карбонатитів</p>	<p>П.3.1.1. – Карбонатити – це скупчення ендегенних карбонатів, що є : A – магматичною породою; B – мармуром; C – скарном; D – хемогенним вапняком.</p>	
	<p>П.3.1.2. – Карбонатити є породами процесів: A – глибинного базальтоїдного магматизму; B – корового гранітоїдного магматизму; C – скарнування карбонатних відкладів; D – мармуризації вапняків.</p>	
	<p>П.3.1.3. Природу рудоносних карбонатитів пояснюють гіпотези, що висловлені в працях :</p>	
	<p>Х.Екерман Е.Сеттер</p>	<p>1. Магматична 2. Гідротермально-метасоматична 3. Метаморфічна 4. Хемогенно-осадова.</p>
<p>П.3.2. – Геотектонічна позиція та зв'язок із магматичними формаціями</p>	<p>П.3.2.1. - Родовища карбонатитової групи зустрічаються виключно в межах : A – платформ; B – щитів; B – геосинклінальних зон; C – вулканогенних зон; D – штокверкових зон.</p>	
	<p>П.3.2.2. – Карбонатити завжди знаходяться в просторово-генетичній асоціації з : A – дунітами, йолітами, сієнітами; B – гранітами, діоритами; C – габро-норитами, долеритами; D – дацит-ліпарит-андезитами.</p>	
	<p>П.3.1.3. – Карбонатитові родовища не пов'язані з геологічними формаціями типу : A – вулканогенно-осадова; B – моласова; C – вулканогенно- інтрузивна; D – теригенно-осадова.</p>	
<p>П.3.3. – Генетичні класи та типи карбонатитових родовищ</p>	<p>П.3.3.1. - Карбонатитові родовища є одним із головних джерел постачання : A – Nb, Ce, La, Zr, Ta; B – Pb, Zn, Au, Ag; C – Hg, Sb, As, Bi; D – Mo, W, Sn, Be, Li.</p>	
	<p>П.3.3.2. – Радіальне дайкоподібне тіло із вкрапленістю (Na, Ca, Ce)₂ (Nb, Ta, Ti)₂O₆(F, OH) - ZrO₂ – (Ce,La)(CO₃)F – CaTiO₃ належить до утворень групи: A – інтрузивних карбонатитів; B – плутоногенно-гідротермальних; C – альбітит-грейзенових; D – вулканогенно-осадових.</p>	
	<p>П.3.3.3. – До групи карбонатитових родовищ належать: A - рідкіснометалево-рідкісноземельні (“ліпаритові”) та гематит-магнетитові; B – титано-магнетитові з кульсонітом; C – сульфідні мідно-нікелеві з платиноїдами; D – вольфраміт-молібденітові з колумбітом і танталітом.</p>	

Модуль П.4. – Скарнові родовища.

<p>П.4.1. – Генетична модель та головні чинники процесів скарно-</p>	<p>П.4.1.1. – Скарноутворюючими мінералами можуть бути : A – гранат-піроксен-волостаніт; B – нефелін-рогова обманка; C – олівін-кварц; D – адуляр-глауконіт.</p>
---	---

утворення	<p><u>П.4.1.2.</u> – Члени ізоморфного ряду $\text{Ca}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3 - \text{Ca}_3\text{Fe}_2[\text{SiO}_4]_3$ та $\text{CaMg}[\text{Si}_2\text{O}_6] - \text{CaFe}[\text{Si}_2\text{O}_6]$ є головними складовими :</p> <p>А – вапнякового скарну; В – магнезійного скарну; С – силікатного скарну; D – навколоскарнової породи.</p>	
	<p><u>П.4.1.3.</u> – Природу скарновородних утворень пояснюють гіпотези, що висловлені в працях :</p>	
	<p><i>Д.Коржинського</i> П.Пилипенка</p>	<ol style="list-style-type: none"> 1. інфільтраційно-дифузійного метасоматозу 2. гідротермально-стадійна 3. контактово-метаморфічна 4. ліквідаційно-магматична.
<p><u>П.4.2.</u> - Геотектонічна позиція та зв'язок з магматичними формаціями</p>	<p><u>П.4.2.1.</u> – Скарнові родовища характерні для зон: А – центральних геосинклінальних піднять або тектоно-магматичної активізації платформ; В – вулканогенних поясів; С – зеленокам'яних структур докембрійських щитів; D – передгірських та міжгірських прогинів.</p>	
	<p><u>П.4.2.2.</u> – Скарновородні утворення є продуктом після магматичної діяльності помірно кислих інтрузивів :</p> <p>А – ультра абісальної зони; В – абісальної зони; С – гіпабісальної зони; D – аеральної зони.</p>	
	<p><u>П.4.2.3.</u> - Скарнові родовища просторово та генетично пов'язані з контактом :</p> <p>А – граніт-вапняк; В – дуніт-вапняк; С – граніт-алевроліт; D – базальт-мармур.</p>	
<p><u>П.4.3.</u> – Генетичні класи та типи скарнового зруденіння</p>	<p><u>П.4.3.1.</u> - Скарнові родовища можуть розроблятися на :</p> <p>А – Fe, W, Mo, Pb, Zn, Cu; В – Li, Ta, Nb, Zr, La, Ce; С – Mn, Al, Au, Ag, Pt, Os; D – Ba, St, S, P, Hg, Sb.</p>	
	<p><u>П.4.3.3.</u> Власне скарновими є родовища з рудоутворюючими мінералами: А - Fe_2O_3, CaWO_4; $\text{CaBSiO}_4(\text{OH})$; В – HgS, Sb_2S_3, PbS, ZnS; С – MnO_2, Al_2O_3, $\text{Al}(\text{OH})_3$; D – CuFeS_2, Cu_2S, CuS, Cu.</p>	
	<p><u>П.4.3.3.</u> – Накладене скарнове зруденіння представлене прожилками та крапленнями :</p> <p>А - PbS, ZnS, CuFeS_2; В - HgS, Sb_2S_3, MnO_2; С – Cu, Au, Ag, Bi; D - Al_2O_3, CaTiO_3, CaCO_3.</p>	

Модуль П.5. – Альбітит-грейзенів родовища.

<p><u>П.5.1.</u> - Генетична модель та головні чинники процесів рудоутворення</p>	<p><u>П.5.1.1.</u> – Зони альбітитизації та грейзенізації порід є результатом після магматичних процесів гідротермального метасоматозу внаслідок зміни :</p> <p>А – кислотного-лужного режиму та активності K^+ і Na^+; В – окиснено-відновлювального потенціалу середовища; С – напряму зниження температури і тиску.</p>	
	<p><u>П.5.1.2.</u> – Процеси альбітитизації та грейзенізації порід розвиваються в температурному інтервалі :</p> <p>А – $500-250^\circ\text{C}$; В – $800-600^\circ\text{C}$; С – $250-100^\circ\text{C}$.</p>	
	<p><u>П.5.1.3.</u> – Мінеральний склад альбітитів та грейзенів є специфічним:</p>	

	<p><u>породи</u> А – альбітити В - грейзени</p>	<p><u>мінерали:</u> 1. Na[AlSi₃O₈]-SiO₂-K[AlSi₃O₈]-егірін 2. KAl₂[AlSi₃O₁₀](OH)₂·SiO₂ – релікти польових шпатів, берил, топаз; 3. CaAl₂[SiO₄]-CaMgSi₂O₆.</p>	
<p><u>П.5.2.</u> - Геотектонічна позиція та зв'язок з магматичними формаціями</p>	<p><u>П.5.2.1.</u> – Альбітит-грейзенові родовища притаманні зонам : А – тектоно-магматичної активізації та центрально-геосинклінальних підняття; В – перед- та міжгірських прогинів; С – вулканогенних поясів; D – зеленокам'яних структур.</p> <p><u>П.5.2.2.</u> – Зони альбітитів та грейзенів пов'язані з масивами вивержених порід типу : А – граніти, сієніти; В – дуніти, перидотити; С – габро, норити; D – андезити, дацити.</p> <p><u>П.5.2.3.</u> - Альбітит-грейзенові родовища переважно розташовані А – в куполах та апікальних частинах масивів; В – у придонній частині масивів; С – всередині масивів.</p> <p><u>П.5.2.4.</u> – Просторове співвідношення зон альбітитів та грейзенів стосовно гранітних куполів завжди чітко витримане : А – альбітити – в ендоконтакті, а грейзени – в екзоконтакті масиву; В - альбітити – в екзоконтакті, а грейзени – в ендоконтакті масиву; С – обидва – у межах ендоконтактною частини масиву; D – обидва - в екзоконтакті масиву.</p>		
<p><u>П.5.3.</u> – Генетичні класи та типи родовищ</p>	<p><u>П.5.3.1.</u> – Одним із головних джерел рідкісних металів є родовища, утворені в купольних частинах масивів апогранітів та апосієнітів, а саме : А – альбітитові В - грейзенові</p> <table border="1" data-bbox="695 1010 1315 1160"> <tr> <td data-bbox="695 1010 855 1160"> <p>1. Ta, Ni, Zr, U, Th 2. Be, W, Mo, Sn 3. La, Ce, Y, Hf 4. Ge, Ga, Cd, Re.</p> </td> </tr> </table> <p><u>П.5.3.2.</u> – До класу “грейзенових” належать усі, наведені нижче типи родовищ, окрім : А – колумбіт-троктолітових; В – кварц-вольфрамітових; С – кварц-каситеритових; D – кварц-молібденітових.</p> <p><u>П.5.3.3.</u> – Родовища наведених нижче типів складають клас “альбітитових”, окрім : А – кварц-каситеритових; В – циркононосних метасоматитів; С – троктоліт-колумбітових; D – ураніт-торитових.</p> <p><u>П.5.3.4.</u> – Наведені рудоутворювальні мінерали притаманні кварцовим жилам у грейзенах : А – SnO₂-MoS₂-(Fe,Mn)WO₄; В – ZrSiO₄; С – (Fe,Mn)Nb₂O₆- (Fe,Mn)Ta₂O₆; D – UO₂-(U,Th)O₂-ThO₂.</p> <p><u>П.5.3.5.</u> – Наведені мінерали в альбітитах можуть бути рудоутворювальними, окрім : А – (Fe,Mn)WO₄; В - UO₂-ThO₂; С - (Fe,Mn)Nb₂O₆; D - ZrSiO₄.</p>		<p>1. Ta, Ni, Zr, U, Th 2. Be, W, Mo, Sn 3. La, Ce, Y, Hf 4. Ge, Ga, Cd, Re.</p>
<p>1. Ta, Ni, Zr, U, Th 2. Be, W, Mo, Sn 3. La, Ce, Y, Hf 4. Ge, Ga, Cd, Re.</p>			

Модуль П.6. – Гідротермальні родовища.

<p>П.6.1. - Генетична модель та головні чинники зруденіння</p>	<p>П.6.1.1. – Рудоутворювальну гідротермальну систему називають пневматолітовою при РТ-умовах понад : А – 218 атм. і 374,11⁰С; В – 515 атм. і 450,1⁰С; С – 72 атм. і 100⁰С; D – 375 атм. і 100⁰С.</p>													
	<p>П.6.1.2. – Низькотемпературними називають рудоутворювальні гідротерми з температурою, нижчою за: А – 200⁰С; В – 150⁰С; С - 100⁰С; D – 250⁰С.</p>													
	<p>П.6.1.3. – Низькобарними називають гідротермальні системи рудоутворення із внутрішнім тиском, нижчим за : А – 218-200 атм.; В – 120-100 атм.; С – 50-10 атм.; D – 400-350 атм.</p>													
	<p>П.6.1.4. – “Ювенільними” називають розчини, що за походженням є: А – мантійними, післямагматичними; В – метаморфогенними ; С – метеорними; D – вадозними.</p>													
	<p>П.6.1.5. – За природою рудогенерувальні розчини поділяють на:</p> <table border="1"> <thead> <tr> <th>тип</th> <th>походження</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>А– підкорові; В- корові;</td> <td>1- дегазація мантії;</td> </tr> <tr> <td>С – метаморфогенні;</td> <td>2– магматична дистиляція;</td> </tr> <tr> <td>D - вадозні</td> <td>3– дегідратація гідрооксидів; 4 – інфільтрація метеорних вод.</td> </tr> </tbody> </table>		тип	походження	А– підкорові; В- корові;	1- дегазація мантії;	С – метаморфогенні;	2– магматична дистиляція;	D - вадозні	3– дегідратація гідрооксидів; 4 – інфільтрація метеорних вод.				
	тип	походження												
	А– підкорові; В- корові;	1- дегазація мантії;												
	С – метаморфогенні;	2– магматична дистиляція;												
D - вадозні	3– дегідратація гідрооксидів; 4 – інфільтрація метеорних вод.													
<p>П.6.1.6. – “Вадозні” розчини виникають за рахунок : А – опадів, морів, океанів; В – мантії, що дегазує; С – розплаву, що остигає; D – осадових порід, що метаморфізуються.</p>														
<p>П.6.1.7. – Рудоутворювальна роль розчинів колоїдного типу найбільш реальна в умовах : А – при поверхневих зон; В – абісальних зон; С – контактово-інтрузивних зон; D – гіпабісальних зон.</p>														
<p>П.6.1.8. – Головною причиною виникнення колоїдної фази гідротерм є : А – різке зниження їхніх Т і Р; В – зміна РН-розчину; С – поступове охолодження розплаву; D – настрій Творця.</p>														
<p>П.6.2 –Геолого- структурна позиція та зв’язок із магматичними формаціями</p>	<p>П.6.2.1. – Переважна більшість гідротермальних родовищ так чи інакше пов’язана з після магматичною діяльністю вогнищ : А – кислого або лужного складу; В – основного складу; С – ультраосновного складу.</p>													
	<p>П.6.2.2. - За характером залежності гідротермального зруденіння від магматичного вогнища розрізняють зв’язки :</p> <table border="1"> <thead> <tr> <th>назва</th> <th>сутність</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>А – генетичні;</td> <td>1 – прямий (материнський);</td> </tr> <tr> <td>В – парагенетичні;</td> <td>2 – непрямий (братерський);</td> </tr> <tr> <td>С – енергетичні;</td> <td>3 – запозичено-тепловий;</td> </tr> <tr> <td>D – структурні;</td> <td>4 – просторовий;</td> </tr> <tr> <td>Е - амагматичні</td> <td>5 – відсутність ознак такого зв’язку.</td> </tr> </tbody> </table>		назва	сутність	А – генетичні;	1 – прямий (материнський);	В – парагенетичні;	2 – непрямий (братерський);	С – енергетичні;	3 – запозичено-тепловий;	D – структурні;	4 – просторовий;	Е - амагматичні	5 – відсутність ознак такого зв’язку.
	назва	сутність												
А – генетичні;	1 – прямий (материнський);													
В – парагенетичні;	2 – непрямий (братерський);													
С – енергетичні;	3 – запозичено-тепловий;													
D – структурні;	4 – просторовий;													
Е - амагматичні	5 – відсутність ознак такого зв’язку.													
<p>П.6.2.3. – Гідротермальні родовища металів генетично можуть бути пов’язані з тілами наведених магматичних порід, крім : А – дунітів, перидотитів; В – гранітів, гранодіоритів; С – сієнітів, монзонітів; D – андезитів, дацитів, ліпаритів.</p>														

<u>II.6.3.</u> – Генетичні класи та типи гідротермального зруденіння	<u>II.6.3.1.</u> – Гідротермальні родовища поділяють на класи залежно від типу їхніх генетичних зв'язків і стану рудогенерувальної системи:	
	<u>тип зв'язку</u> А – матаморфогенний В – плутоногенний С – вулканогенний D - телетермальний	<u>тип системи</u> 1 - високобарний надкритично-гідротермальний; 2 - середньобарний, пневматолітово-гідротермальний; 3 – малобарний гетерогенно-гідротермальний; 4 – середньо-малобарний гомогенно-гідротермальний
	<u>II.6.3.2.</u> - Плутоногенно-гідротермальний клас представлений родовищами майже всіх груп металів, окрім : А – Cr, V, Zr, Pt, Os; В – Au, Ag, Pb, Zn, Cu; С – Fe, Co, U, Th, Re; D – W, Mo, Sn, Nb, Ta.	
	<u>II.6.3.3.</u> - Вулканогенно-гідротермальний клас представлений родовищами: А - Au, Ag, Te, Se, S; В – Cu, Pb, Zn, Cd, In; С – Fe, Cr, Mn, V, Ti; D - W, Mo, Sn, Nb, Ta.	
	<u>II.6.3.4.</u> - Метаморфогенно-гідротермальний клас представлений родовищами : А - Au, графіт, U; В – W, Sn, Mo; С – Nb, Ta, Be; D – Cr, V, Ti.	
<u>II.6.3.5.</u> - Телетермально-гідротермальний клас представлений родовищами : А – HgS, Sb ₂ S ₃ , CaF ₂ ; В – PbS, ZnS, SiO ₂ ; MgCO ₂ ; С - Fe ₂ O ₃ , Fe ₃ O ₄ , MnCO ₃ D – SnO ₂ , MoS ₂ , (Fe,Mn)WO ₄ .		

Модуль II.7. Колчеданні родовища.

<u>Навчальні елементи II.7.1 –</u> Генетична модель та головні чинники зруденіння	<u>II.7.1.1.</u> – Колчеданними називають родовища, складені колчеданами металів: А – Fe, Cu, Pb, Zn; В – Ti, Cr, V, Mn; С – Al, W, Sn, Mo; D – Au, Ag, Pt, Co.
	<u>II.7.1.2.</u> – За своєю природою колчеданні родовища є: А – гідротермально-метасоматичними; В – ліквіційно-магматичними; С – виключно осадовими; D – метаморфічними.
	<u>II.7.1.3.</u> - За глибиною формування колчеданні родовища є: А – при поверхневими, субмаринними; В – середньо- та більш глибинними; С – пов'язаними з корою звітрювання.
	<u>II.7.1.4.</u> – Головні рудоутворювальні мінерали колчеданних родовищ: А – FeS-FeS ₂ -Cu FeS ₂ ; В - Fe ₂ O ₃ -Fe ₃ O ₄ -Cu ₂ O; С – PbSO ₄ -ZnSO ₄ -CuSO ₄ ; D – FeS-(Ni,Fe) ₉ S ₈ -Cu ₅ FeS ₄ .
	<u>I.7.1.5.</u> – Колчеданні родовища є похідними процесів: А – глибинного базальтоїдного магматизму в умовах субмаринної фації; В – інтрузивно-магматичної діяльності гранітних батолітів; С – екструзивно-ефузивної діяльності наземних вулканічних центрів.
<u>II.7.2.</u> – Геотектонічна позиція та зв'язок із магматичними	<u>II.7.2.1.</u> – Зустрічаються лише в межах геосинклінальних зон: А – в трюгах раннього етапу геосинклінального розвитку; В – в зоні центрально- геосинклінальних піднять; С – у міжгірських прогинах; D – у передгірських прогинах.

формаціями	<p><u>П.7.2.2.</u> – Колчеданні родовища просторово та парагенетично пов'язані з проявами ранньо-геосинклінального :</p> <p>А – субмаринного базальтоїдного магматизму; В – ліпарито-дацитового вулканізму; С – граніто-батолітового процесу; D – лополітоутворення гіпербазитів.</p>
	<p><u>П.7.2.3.</u> - У складі вулканогенно-осадових товщ тісно асоціюють з магматичними породами, що належать до формації :</p> <p>А – спіліто-кератофірів; В – андезито-дацитів; С – трапів.</p>
<p><u>П.7.3.</u>- Генетичні класи та зони колчеданного зруденіння</p>	<p><u>П.7.3.1.</u> – Колчеданні родовища є важливим джерелом видобутку (окрім сірки) :</p> <p>А – Cu, Pb, Zn; В – Fe, Ni, Co; С – W, Mo, Sn.</p>
	<p><u>П.7.3.2.</u> – При класифікації колчеданних родовищ перш за все враховуються:</p> <p>А – глибинно-фаціальні відмінності; В – термобаричні параметри; С – мінеральні відміни руд; D – морфометричні особливості.</p>
	<p><u>П.7.3.3.</u> - Гіпсометричні співвідношення колчеданних покладів різних фацій завжди витримані :</p> <p>А – субвулканічні – нижче, субмаринні - вище; В – навпаки.</p>
	<p><u>П.7.3.4.</u> – Колчеданні родовища типу “Куроко” відрізняються тим, що в їхніх межах фаціальні відміни :</p> <p>А – дуже наближені і проявлені в одному рудному покладі; В – дуже рознесені у вертикальному розрізі; С – взагалі не проявлені.</p>

Блок змістовних модулів III – Екзогенні процеси рудоутворення

Модуль III.1 – Родовища кори звітрювання

<p><u>Навчальні елементи</u> <u>III.1.1.</u> Генетична модель та головні чинники рудоутворення</p>	<p><u>III.1.1.1.</u> – Кора звітрювання <i>формується</i> під впливом чинників:</p> <p>А – атмосферних та біогенних; В – сейсмічно-гравітаційних; С – електромагнітних; D - соціально-екологічних.</p>
	<p><u>III.1.1.2.</u> – З корама звітрювання <i>пов'язані</i> промислові родовища металів :</p> <p>А – Fe, Al, Mn, Ni, V, Cu; В – Pb, Zn, Sb, Hg, Au, Ag; С – Ti, Cr, Pt, Os, Ir, Ce; D – Mo, W, Sn, Be, Ta, Nb.</p>
	<p><u>III.1.1.3.</u> – <i>Відомі</i> декілька морфотипів кір звірювання, окрім :</p> <p>А – контактово-метасоматичний; В – контактово-карстовий; С – лінійний; D – площинний; E – площинно-лінійний.</p>
	<p><u>III.1.1.4.</u> – Розвиток процесів звітрювання гірських порід і руд <i>обмежується</i>:</p> <p>А – рівнем ґрунтових вод; В – зонами розповсюдження бактерій; С – ізотермою +1⁰C; D – зоною корінних порід.</p>
	<p><u>III.1.1.5.</u> – Звітрювання з дезінтеграцією порід до стану окремих елементів та їх сполук, <i>називають</i> :</p> <p>А – хімічним; В – фізичним; С – розчиненням.</p>

	<p><u>III.1.1.6.</u> – За визначенням акад. Вернадського, кора звітрювання – це особлива термодинамічна оболонка земної кори, що <i>характеризується</i> :</p> <p>A – низькими значеннями T-P та високою активністю O₂;</p> <p>B – високою активністю живих організмів;</p> <p>C – активною діяльністю людини;</p> <p>D – середніми порядками P-T при активності CO₂.</p> <p><u>III.1.1.7.</u> – Область поширення вторинно змінених порід <i>називають зоною</i>:</p> <p>A – гіпергенезу;</p> <p>B – гіпогенезу;</p> <p>C – гальміролізу;</p> <p>D – дефляції.</p> <p><u>III.1.1.8.</u> – <i>Головними чинниками</i> процесів хімічного звітрювання є всі нижче наведені, крім :</p> <p>A – атмосферний тиск;</p> <p>B – температура середовища;</p> <p>C – вуглекислота та гумусові кислоти;</p> <p>D – флора, фауна, бактерії.</p>
<p><u>III.1.2.</u> – Геолого-геоморфологічні та кліматичні закономірності поширення і принципи генетичної класифікації</p>	<p><u>III.1.2.1.</u> – У корах звітрювання масивів основних та ультраосновних порід <i>можуть виникати родовища</i> :</p> <p>A – Fe, Mn, Ni, Co;</p> <p>B – Al, Mg, Cr, V;</p> <p>C – Pb, Zn, Cu, Mo.</p> <p><u>III.1.2.2.</u> – У корах звітрювання кислих та лужних масивів <i>можуть виникнути</i> родовища типу :</p> <p>A – залишкових бокситів;</p> <p>B – осадових бокситів;</p> <p>C – лимонітових руд;</p> <p>D – манганіт-піролюзитових руд.</p> <p><u>III.1.2.3.</u> – Профіль кори звітрювання <i>є поняттям</i> :</p> <p>A – мінералогічним;</p> <p>B – геоморфологічним;</p> <p>C – геофізичним;</p> <p>D – геодезичним.</p> <p><u>III.1.2.4.</u> – Найбільш сприятливими для утворення родовищ металів (Al, Fe, Mn, Ni, Co) є профіль звітрювання :</p> <p>A – латеритний;</p> <p>B – ?</p> <p>C – рівнинний; D- типу горбогір'я.</p> <p><u>III.1.2.5.</u> – Найбільш сприятливими для утворення родовищ каоліну, нонтроніту, галуазиту <i>є профіль звітрювання</i> :</p> <p>A – глинистий;</p> <p>B – пісковиковий;</p> <p>C – латеридний;</p> <p>D – рівнинний.</p> <p><u>III.1.2.6.</u> – Найбільш сприятливим для формування родовищ, що пов'язані з корама звітрювання, <i>є рельєф типу</i> :</p> <p>A – легкого горбогір'я;</p> <p>B – середньогір'я;</p> <p>C – високогір'я;</p> <p>D – рівнина.</p> <p><u>III.1.2.7.</u> – Найбільш сприятливими для формування родовищ, що пов'язані з корама вивітрювання, <i>є кліматичні умови</i> :</p> <p>A – тропіків-субтропіків;</p> <p>B – аридні зони пустель;</p> <p>C – нівальні та приарктичні;</p> <p>D – помірно-континентальні.</p> <p><u>III.1.2.8.</u> – Генетична класифікація родовищ кори звітрювання <i>грунтується на уявленнях</i> про тип рудоутворювальної системи, зокрема, про її :</p> <p>A – Eн та PТ-режим;</p> <p>B – PТ-режим;</p> <p>C – положення відносно поверхні;</p> <p>D – рухомість (або застійність).</p>

Модуль III.2 – Залишкові родовища.

<u>III.2.1.</u> – Умови утворення та знаходження в зоні гіпергенезу	<u>III.2.1.1.</u> – Залишкові родовища кори звітрювання <i>формуються в зоні</i> : А – максимальної аерації та просочування вод; В – повного насичення з активним водообміном; С – повного насичення з уповільненим водообміном; D – застійних вод.
	<u>III.2.1.2.</u> – Для виникнення залишкових родовищ кори звітрювання <i>визначальними є умови середовища</i> : А – окислювальні; В – нейтральні; С – відновні; D – мінливі.
	<u>III.2.1.3.</u> – <i>Типовою формою</i> залишкових рудних тіл є : А – пологі поклади, лінзи, гнізда; В – жили, штоки; С – штокверки, сідлоподібні.
	<u>III.2.1.4.</u> – Залишкові родовища Fe, Ni, Co <i>пов'язані з корама</i> звітрювання : А – гіпербазитів; В – гранітоїдів; С – сієнітів; D – кімберлітів.
	<u>III.2.1.5.</u> – Залишкові родовища алюмінію <i>пов'язані з корама</i> звітрювання: А – гранітоїдів, сієнітів; В – кімберлітів; С – дуніт-перидотитів; D – габро-норитів.
<u>III.2.2.</u> – Особливості речовинного складу та типи зруденіння	<u>III.2.2.1.</u> – Руди родовищ залишкового класу <i>належать до типу</i> : А – окисдно-гідрооксидних – гідросилікатних; В – сульфідно-сульфосольових; С – карбонатних; D – галоїдних.
	<u>III.2.2.2.</u> – <i>Головними мінералами</i> залишкових руд заліза є : А – HFeO_2 та $\text{HFeO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$; В – FeCO_3 ; С – FeS , FeS_2 , FeAsS_2 ; D – FeFe_2O_4 , Fe_3O_4 .
	<u>III.2.2.3.</u> – У текстурно-структурному відношенні залишкові руди <i>представлені агрегатами типу</i> : А – землисто-грудкуватих; В – крустифікаційних; С – крупнокристалічних масивних; D – брекчієвих.
	<u>III.2.2.4.</u> – Для залишкових родовищ алюмінію <i>характерні руди переважно</i> : А – бокситові; В – лімонітові; С – гарнієрит-ревденскітові; D – асболан-псиломеланові.

Модуль III.3. – Інфільтраційні родовища

<u>III.3.1.</u> – Умови утворення та знаходження в зоні гіпергенезу	<u>III.3.1.1.</u> – Інфільтраційні родовища кори звітрювання <i>формуються в зоні</i> їхнього : А – повного насичення з уповільненим водообміном; В – повного обміну з активним водообміном; С – максимальної аерації просочуваних вод; D – застійних вод.
	<u>III.3.1.2.</u> – Для виникнення інфільтраційних родовищ кори звітрювання <i>визначальною умовою</i> є зміна : А – окисненого режиму на відновний; В – відновного – на окиснений; С – лужного – на кислотний; D – лужного – на нейтральний.

	<p><u>III.3.1.3.</u> – На відміну від залишкових, інфільтраційні родовища кори звітрювання <i>формуються</i> в нижній частині зони гіпергенезу в зв'язку зі зміною:</p> <p>A – кислотного режиму зони окиснення на лужний режим зони відновлення; B – лужного режиму зони відновлення на кислотний режим зони окиснення; C – важливішим є настрій Всевишнього Творця.</p>
	<p><u>III.3.1.4</u> – У нижній частині зони гіпергенезу з відновним режимом слабо лужного середовища <i>формуються родовища</i> :</p> <p>A – інфільтраційного класу; B – залишкового класу; C – рудоутворення не відбувається.</p>
III.3.2. – Особливості речовинного складу та типи зруденіння	<p><u>III.3.2.1.</u> – У відновних умовах нижньої частини зони гіпергенезу формуються інфільтраційні родовища :</p> <p>A – Cu, V, U, Mo; B – Fe, Mn, Ni, Co; C – Pb, Zn, Au, Cd; D – W, Sn, Ta, Nb.</p>
	<p><u>III.3.2.2.</u> – У відновних умовах інфільтраційного зруденіння <i>нагромаджуються мінерали з участю</i> :</p> <p>A – U⁴⁺, Cu⁰, V³, Mo⁴⁺; B – U⁶⁺, Cu², V⁵⁺, Mo⁶⁺; C – Fe³⁺, Mn⁴⁺, Al³⁺, Sn⁴⁺; D – Sb³⁺, Hg²⁺, Pt⁰, Au⁰.</p>
	<p><u>III.3.2.3.</u> – Руди інфільтраційного походження по відношенню до залишкових <i>завжди залягають</i> гіпсометрично :</p> <p>A – нижче; B – вище; C – на одному рівні; D – з правого боку.</p>

Модуль III.4. – Розсіпні родовища.

III.4.1. – Генетичні моделі та головні чинники рудоутворення	<p><u>III.4.1.1.</u> – <i>Головним чинником</i> формування рудоносних розсіпищ є:</p> <p>A – гравітаційний; B – геомагнітний; C – термодинамічний; D – біохімічний.</p>
	<p><u>III.4.1.2.</u> – У складі розсіпищ цінні мінерали <i>диференційовані</i> за:</p> <p>A – розміром та вагою частинок; B – хімічним складом та структурою; C – електромагнітними властивостями; D – кольором і твердістю.</p>
	<p><u>III.4.1.3.</u> – У розсіпищах <i>здатні концентруватися</i> корисні мінерали, що мають :</p> <p>A – значну питому вагу і важкорозчинні; B – значну питому вагу і легко окиснюються; C – досконалу спайність або велику крихкість; D – високу твердість та розчинність.</p>
	<p><u>III.4.1.4.</u> – При формуванні родовищ типу алювіального розсіпища під час межені <i>відбувається</i>:</p> <p>A – сортування і збагачення матеріалу; B – нагромадження уламкового матеріалу; C – розмивання і руйнування його; D – процеси перевідкладення.</p>
	<p><u>III.4.1.5.</u> – Металоносні літоральні розсіпища <i>формуються</i> в умовах морського берега:</p> <p>A – стабільного типу; B – акумулятивного типу; C – абразійного типу.</p>
III.4.2. – Геолого-геоморфологічні та кліматичні умови знаходження	<p><u>III.4.2.1.</u> – До групи “силових” <i>належать розсіпища</i>:</p> <p>A – колювіальні, пролювіальні; B – елювіальні, латеральні; C – алювіальні, флювіо-гляціальні.</p>
	<p><u>III.4.2.2.</u> – Головний металоносний пласт алювіального розсіпища <i>називають</i>:</p> <p>A – “пісками”; B – “торфами”; C – “плащем”.</p>

	<p><u>III.4.2.3.</u> – У кліматичному відношенні найбільш <i>сприятливими</i> для формування еолових розсипищ є зони: A – пустельно-арідні; B – субарктичні (нівальні); C – субтропічні і тропічні; D – помірно континентальні.</p>
	<p><u>III.4.2.4.</u> – Головний металоносний пласт залягає на поверхні лише в межах розсипищ, що <i>належать до класу</i>: A – прибережно-морських; B – елювіальних; C – алювіальних (крім косових); D – делювіальних.</p>
<p><u>III.4.3.</u> – Генетична класифікація та типи розсипного зруденіння</p>	<p><u>III.4.3.1.</u> – Генетична систематика розсипних родовищ <i>базується на уявленнях про</i>: A – природу самого розсипища; B – про його промислове значення; C – про тип його речовинного джерела; D – про фізико-хімічні умови кристалізації його корисних мінералів.</p>
	<p><u>III.4.3.2.</u> - Родовища типу елювіальних розсипищ від “залишкових” <i>відрізняються</i> тим, що складені мінералами різного походження: A – перші – ендегенними, другі – екзогенними; B – перші –екзогенними, другі – ендегенними; C – перші – сульфідами, другі – оксидами; D – перші – вторинними, другі – гіпергенними.</p>
	<p><u>III.4.3.3.</u> – У розсипищах <i>не здатні нагромаджуватися</i> такі мінерали, як: A – MoS₂, PbS, ZnS, CaF₂; B – SnO₂, TiO₂, Al₂O₃, FeTiO₃; C – Pt, Au, Zr[SiO₄], (Ce, La)PO₄, C (куб.); D – (Fe, Mn)WO₄, (Fe, Mn)(Nb, Ta)₂O₆.</p>
	<p><u>III.4.3.4.</u>- Родовища підкласу гляціальних розсипищ <i>мають промислове значення</i> як джерело : A – будівельного матеріалу; B – Au, SnO₂, TiO₂; C – алмазів, гранату, циркону; D – W, Mo, Be, Li.</p>

Модуль III.5. Механічно-осадові родовища.

<p><u>III.5.1.</u> – Генетична модель та головні чинники рудоутворення</p>	<p><u>III.5.1.1.</u> – Речовинно-механічно-осадові родовища <i>пов'язані з</i> : A – корамамі звітрявання; B – зонами підводного вулканізму та гальпіризму; C – областями наземно-вибухового вулканізму; D – прибережно-морськими зонами руйнування конгломератів та пісковиків.</p>
	<p><u>III.5.1.2.</u> – <i>Визначальним чинником</i> механічно-осадового рудогенезу є: A – сили гравітації і швидкості течії; B – інтенсивність звітрявання порід; C – домінування фізичного або хімічного звітрявання порід; D – кліматичні умови нівальних зон.</p>
	<p><u>III.5.1.3.</u> – Сутність процесів формування механічно-осадових родовищ <i>полягає в</i>: A – гранулометричній диференціації уламкового матеріалу; B – обкатуванні уламкового матеріалу; C – цементації уламкового матеріалу; D – дефляції або суфозії відкладів.</p>
<p><u>III.5.2.</u> – Геологічні умови знаходження та типізація родовищ</p>	<p><u>III.5.2.1.</u> – До механічно-осадового класу <i>належать родовища</i>: A – глин, пісків та гравію; B – вапняків та доломітів; C – пісковиків та конгломератів; D – глинистих та горючих сланців.</p>
	<p><u>III.5.2.2.</u> – За умовами утворення генетичний клас механічно-осадових родовищ <i>поділяють на підкласи</i>: A – морських та озерних; B – річкових, косових, долинних; C – хемогенних та біогенних; D – ендо- та екзогенних.</p>

	<p><u>III.5.2.3.</u> – Родовища глин переважно <i>осадового походження</i>, крім:</p> <p>A – бокситових, гарнієритових; B – бентонітових, монтморилонітових; C – нонтроніт-галуазитових; D – радіолярієвих, діатомітових.</p>
--	--

Модуль III.6. – Хемогенно-осадів родовища.

<p><u>III.6.1.</u> - Генетична модель та головні чинники рудоутворення</p>	<p><u>III.6.1.1.</u> – Сутність процесів формування хемогенно-осадових родовищ <i>полягає в</i> :</p> <p>A – диференціації мінеральних речовин за розчинністю та стійкістю у середовищі з різними Eh і рН; B – гранулометричній диференціації речовини; C – у вибіркового поглинанні розчинних сполук мікро- та макроорганізмами; D – хімічно-реактивній взаємодії речовин у різних РТ-зонах водоймища.</p>
	<p><u>III.6.1.2.</u> – <i>Визначальним чинником</i> процесів хемогенно-осадових рудогенних гумідних зон є :</p> <p>A – зміна Eh і рН водного середовища; B – зміна T і P на різних глибинах; C – інтенсивність випаровування води; D – вага і розмір мінеральних частинок, що осаджуються.</p>
	<p><u>III.6.1.3.</u> – <i>Визначальним чинником</i> процесів хемогенно-осадового рудогенезу аридних зон є:</p> <p>A – інтенсивність випаровування води; B – зміна Eh і рН водного середовища; C – зміна T і P на різних глибинах; D – життєдіяльність мікроорганізмів.</p>
	<p><u>III.6.1.4.</u> – Метали, що утворюють хемогенно-осадів родовища гумідних зон, <i>постачуються річками</i> у вигляді :</p> <p>A – істинних розчинів; B – колоїдних розчинів; C – дрібно-уламкового матеріалу; D – за допомогою мікроорганізмів.</p>
	<p><u>III.6.1.5.</u> – Мінеральні компоненти, що утворюють хемогенно-осадів родовища аридних зон, <i>постачаються до басейнів</i> у вигляді:</p> <p>A – істинних розчинів; B – колоїдних розчинів C – дрібно-уламкового матеріалу; D – грубо-дисперсних систем.</p>
<p><u>III.6.2.</u> – Геолого-кліматичні умови формування родовищ</p>	<p><u>III.6.2.1.</u> – Хемогенно-осадів родовища аридних зон переважно <i>знаходяться серед</i>:</p> <p>A – відкладів лагун, озер, лиманів; B – грубокластичних фацій морського шельфу; C – вапнякових фацій континентального шельфу; D – глибоководних мулів і глин.</p>
	<p><u>III.6.2.2.</u> – Хемогенно-осадів родовища металів <i>знаходяться</i> переважно в гумідних зонах серед відкладів:</p> <p>A – кластичних фацій морського шельфу; B – лагун, лиманів, озер; C – карбонатних фацій континентального схилу; D – глибоководних мулів і глин.</p>
	<p><u>III.6.2.3.</u> – Хемогенно-осадів родовища аридних зон, як правило, <i>залагають</i> серед відкладів:</p> <p>A – сульфат-карбонатної фації; B – кремнисто-карбонатної фації; C – залізисто-кремнистої фації; D – бітумінозних сланців.</p>
<p><u>III.6.3.</u> – Особливості речовинного складу та типи зруденіння</p>	<p><u>III.6.3.1.</u> – До хемогенно-осадового класу аридних зон <i>належать</i> родовища:</p> <p>A – NaCl, KCl, CaSO₄ H₂O, самородної сірки; B – Fe₂O₃ n H₂O, Al₂O₃ n H₂O, MnO₂ n H₂O; C – FeCO₃, MnCO₃, Al₂(CO₃)₃; D – PbSO₄, CuSO₄, ZnSO₄.</p>

	<p><u>III.6.3.2.</u> – До хемогенно-осадового класу гумідних зон належать родовища:</p> <p>A – гідрооксидів Fe, Mn, Al; B – карбонатів Pb, Zn, Cu; C – галоїдних солей, самородної сірки; D – NaCl, KCl, CaSO₄ 2H₂O.</p>
	<p><u>III.6.3.3.</u> – Для хемогенно-осадових руд гумідних зон <i>типоморфною є будова</i> :</p> <p>A – оолітова, органогенна; B – уламково-брекчієва; C – масивна середньозерниста; D – прожилково-вкраплена.</p>
	<p><u>III.6.3.4.</u> – Осадкові родовища металів з фаціальними переходами від гідрооксидних до карбонатних належать до класу:</p> <p>A – хемогенних – Fe, Mn або Al в гумідних зонах; B – хемогенних – NaCl, KCl в аридних зонах; C – вулканогенно-осадових – Fe-Mn; D – залишкових Fe, Mn або Al.</p>
	<p><u>III.6.3.5.</u> – У межах хемогенно-осадових родовищ з віддаленням від берега та з поглибленням морського басейну <i>формуються рудні зони</i>:</p> <p>A – гідрооксидна, потім карбонатна; B – карбонатна, потім гідрооксидна; C – обидві – на однаковій глибині; D – одна – правіше, друга – лівіше.</p>
	<p><u>III.6.3.6.</u> – Пластоподібні родовища Fe, Mn або Al з фаціальним переходом від гідрооксидних до карбонатних руд належать до класу:</p> <p>A – хемогенно-осадових гумідних зон; B – хемогенно-осадових аридних зон; C – біогенно-осадових; D – залишкових кір звітрювання по гіпербазитах.</p>
	<p><u>III.6.3.7.</u> – На Україні <i>найкрупнішим</i> серед хемогенно-осадових родовищ заліза є:</p> <p>A – Керченське; B – Волинське; C – Нікопольське, D – Криворізьке.</p>
	<p><u>III.6.3.8.</u> – На Україні <i>найкрупнішим</i> серед хемогенно-осадових родовищ марганцю є:</p> <p>A – Нікополь-ВеликийТокмак; B – Кривий Ріг; C – Чіатурі; D – Завалля.</p>
	<p><u>III.6.3.9.</u> – З віддаленням від берега моря (глибиною) розміщуються родовища руд:</p> <p>A – Al, потім Fe і Mn; B – Fe, потім Al і Mn; C – Mn, потім Fe і Al.</p>

Модуль III.7 – Біохімічно-осадові родовища.

<p><u>III.7.1.</u> – Особливості походження та речовинного складу</p>	<p><u>III.7.1.1.</u> – Біохімічно-осадове походження мають усі наведені типи родовищ, окрім:</p> <p>A – апатиту і карбонату; B – фосфориту і вуглеводнів; C – кремнистих та карбонатних порід; D – “аспідних” сланців з Mo-V-U.</p>
	<p><u>III.7.1.2.</u> – Біохімічно-осадові процеси з активною участю анаеробних бактерій <i>сприяють виникненню родовищ</i>:</p> <p>A – Si-пісковиків та Mo-V-U; B – діатомітів, трепелу, опоки; C – мергелів, доломітів, вапняків; D – лимонітів, бокситив, піролюзитів.</p>

III.7.2. – Геологічні умови знаходження та галузі використання	III.7.2.1. – Біохімічно-осадові руди типу “ракушняків” <i>не можуть бути використані як:</i> А – металургійна сировина (флюс); В – руда на фосфор; С – будівельний матеріал; D – облицювальний камінь.
	III.7.2.2. – Переважна більшість родовищ біохімічно-осадового походження <i>пов’язана з відкладами:</i> А – континентального шельфу; В – глибоководних западин; С – серединно-океанічних хребтів; D – рифтових зон.
	III.7.2.3. – З біохімічно-осадовими родовищами вуглеводнів <i>можуть бути пов’язані промислові концентрації :</i> А – Ge, V, Be, U, Sc, Se; В – Fe, Mn, Al, Ti, Cr; С – Cu, Pb, Zn, Cd, Ag; D – W, Mo, Sn, Ta, Nb.

Модуль III.8. – Вулканогенно-осадові родовища.

III.8.1.- Генетична та геотектонічна позиція	III.8.1.1. – Генетично родовища вулканогенно-осадового складу є <i>найближчими до :</i> А – колчеданних субмаринної фації; В – колчеданних субвулканічної фації; С – вулканогенно-гідротермальних; D – хемогенно-осадових.
	III.8.1.2. – <i>Головним речовинним джерелом</i> вулканогенно-осадових руд є: А – центри підводно-вулканічної та гідротермальної діяльності; В – кори звірювання та продукти наземного вулканізму; С – зони окиснення та руйнування сульфідних руд різного походження; D – зони окиснення та руйнування оксидних руд різних металів.
	III.8.1.3. – Вулканогенно-осадове зруденіння <i>пов’язане з процесами</i> підводного вулканізму в зонах: А – рифтів та геосинклінальних трогів; В – тектоно-магматичної активізації платформ; С – вулканогенних поясів; D – прибережного рудогенезу.
III.8.2. – Особливості речовинного складу та типи зруденіння	III.8.2.1. – До класу вулканогенно-осадових <i>можуть належати руди:</i> А – Fe-Mn-оксидні та Cu-Pb-Zn-сульфідні; В – Fe-Mn-карбонатні та сульфідні; С – бурозалізнякові та бокситові; D – сульфідні Cu-Ni (з Co, Pt, Au).
	III.8.2.2. – Нагромадження Fe-Mn конкрецій сучасних морів та океанів <i>мають походження:</i> А – вулканогенно-осадове; В – хемогено-осадове; С – біохімічно-осадове; D – механічно-осадове за рахунок метеоритів.
	III.8.2.3.– Вулканогенно-осадові родовища сульфідних Pb-Zn-Cu руд субмаринної фації (тип “Куроко”) <i>можуть мати поступові переходи до:</i> А – гідротермально-метасоматичних руд субвулканічної фації; В – хемогено-осадових; С – біохімічно-осадових; D – механічно-осадових.
	III.8.2.4.– Пластові тіла оксидних Fe-Mn, або сульфідних Pb-Zn-Cu руд, що залягають серед вулканогенно-осадових товщ ранньогосинклінальних типів (інколи в асоціації з породами спліт-кератофірової формації) <i>належать,</i> найімовірніше, до утворень класу: А – вулканогенно-осадових; В – хемогенно-осадових; С – метаморфізованих; D – власне магматичних.

	<p><u>IV.1.2.7.</u> - В умовах “амфіболітової” фації метаморфізму <i>формуються родовища:</i></p> <p>A – графіту, наждаку, дистену-силіманіту; B – залістистих кварцитів, деякі золоторудні; C – Mn, Pb-Zn; D – самородної міді.</p>
--	--

Модуль IV.2. – Власне метаморфічні родовища.

<p><u>IV.2.1.</u> – Загальні поняття та умови знаходження</p>	<p><u>IV.2.1.1.</u> – Родовища, що виникають внаслідок внутрішнього перерозподілу компонентів мінеральної речовини гірських порід в умовах високих P і T, <i>називають:</i></p> <p>A – метаморфічними; B – метаморфізованими; C – збірно-перекристалізованими; D – метасоматично заміщеними.</p>
<p><u>IV.2.2.</u> – Головні рудні формації, зв’язок із фаціями метаморфізму</p>	<p><u>IV.2.2.1.</u> – До власне метаморфічних родовищ “гранулітової” фації <i>належать поклади:</i></p> <p>A – кварцитові, кристалічні сланці з альмандином або піропом; B – залістисті кварцити, деякі золоторудні; C – мармури, покрівельні сланці.</p> <p><u>IV.2.2.2.</u> – До власне метаморфічних родовищ “зелених сланців” <i>належать поклади:</i></p> <p>A – мрамурів, покрівельні сланців; B - залістистих кварцитів; C – кристалічних дистен-силіманітових сланців; D – гранат-ставролітових кристалічних сланців.</p>

Модуль IV.3 – Метаморфізовані родовища

<p><u>IV.3.1.</u> – Загальні поняття та умови знаходження</p>	<p><u>IV.3.1.1.</u> – Родовища ендо- або екзогенних руд, що були перетворені (під дією високих P і T) разом із оточуючими породами, <i>називають:</i></p> <p>A – метаморфізованими; B – метаморфічними; C – метасоматичними; D – рекристалізованими; E – регенерованими.</p>
<p><u>IV.3.2.</u> – Головні рудні формації контактово-метаморфізованих родовищ</p>	<p><u>IV.3.2.1.</u> – До класу контактово-метаморфізованих <i>належать родовища:</i></p> <p>A – корундитів, брауніт-гаусманітових руд, графітизованого вугілля; B – залістистих кварцитів; C – графітоносних гнейсів; D – дистен-силіманітових сланців.</p> <p><u>IV.3.2.2.</u> – З контактово-метаморфізованими родовищами <i>пов’язані</i> промислові концентрації:</p> <p>A – Mn, наждаків, приховано кристалічного графіту; B – Fe, Au, Bi; C – Al, Ti, Cr; D – Cu, Pb, Zn.</p>
<p><u>IV.3.3.</u> – Головні рудні формації регіонально-метаморфізованих родовищ</p>	<p><u>IV.3.3.1.</u> – До класу регіонально-метаморфізованих <i>належать родовища таких металів:</i></p> <p>A – Fe, Mn, Au-U, Pb-Zn; B – Al, Ti, Cr, V; C – Ni-Co-Cu, Pt-Os; D – Mo-W-Sn-Be.</p> <p><u>IV.3.3.2.</u> – До класу регіонально-метаморфізованих <i>належать родовища таких неметалів:</i></p> <p>A – апатиту, графіту; B – гранату, слюди; C – фосфориту, флюориту; D – польового шпату і кварцу.</p> <p><u>IV.3.3.3.</u> – До класу регіонально-метаморфізованих з фації “зелених сланців” <i>належать родовища:</i></p> <p>A – залістистих кварцитів; B – брауніт-гаусманітових руд Mn та сульфідних руд Pb і Zn; C – графітизованого вугілля; D – корундованих бокситів.</p> <p><u>IV.3.1.</u> – До класу регіонально-метаморфізованих у амфіболіт-гранулітовій фації <i>належать родовища:</i></p> <p>A – брауніт-гаусманітових руд Mn та сульфідних руд Pb і Zn; B – залістистих кварцитів та золото-ураноносних докембрійських конгломератів; C – графітизованого вугілля; D – корундованих бокситів.</p>

Модуль V.1.1. – Родовища заліза.

<u>V.1.1.1.</u>	Головна частина (понад 80%) світових запасів залізних руд <i>представлена родовищами</i> , що належать до двох генетичних типів: А – морські прибережно-осадові та регіонально-метаморфізовані; В – пізньо-магматичні та контактово-метасоматичні; С – гідротермальні та грейзенові; D – залишкові та континентально-осадові.		
<u>V.1.1.2.</u>	Головні світові запаси заліза <i>представлені</i> двома формаціями руд: А – джеспілітовою та прибережно бурозалізняково-сидеритовою; В – титано-магнетитовою та апатит-магнетитовою; С – магно-магнетитовою та сидеритовою (гідротермальною); D – магнетитонесних скарнів та природнолегованою бурозалізняковою .		
<u>V.1.1.3.</u>	Залізорудні родовища пізньо-магматичного класу <i>представлені</i> двома формаціями, що відрізняються за характером магматичних зв'язків та геотектонічних позицій:		
	рудна формація А – титано-магнетитова; В – апатит-магнетитова; С – магно-магнетитова; D – скарново-магнетитова.	магматичні масиви 1 – піроксеніти, габро; 2 – сієніти; 3 – гранодіорити; 4 – трапи.	позиція а – зони геосинкліналей; b – платформи, щити; с – зони тектоно-магматичної активізації; d – платформи.
<u>V.1.1.4.</u>	Залізорудні родовища комплексних руд <i>зустрічаються лише у складі</i> власне магматичної формації: А – титано-магнетитової; В – апатит-магнетитової; С – магно-магнетитової; D – гематит-магнетитової (з мартитом); Е – скарново-магнетитової.		
<u>V.1.1.5.</u>	Родовища заліза, що виникли на контакті гіпабісальних гранодіоритів з вапняками, <i>досить специфічні за мінеральним складом руд</i> , а саме: А – магнетит-гранат-піроксенів; В – апатит-магнетитові; С – титаномагнетит-кульсонітові; D – пірит-піротинів (інколи з арсенопіритом)		
<u>V.1.1.6.</u>	У родовищах заліза <i>рудоутворюючими мінералами можуть бути</i> всі, наведені нижче, окрім: А – пірит, піротин, арсенопірит; В – магнетит, гематит, лимоніт; С – тюрингіт, шамозит, мартит; D – сидерит, гетит, гідрогетит; Е – яacobсит, кульсоніт, ільменіт.		
<u>V.1.1.7.</u>	<i>Рудоутворюючими мінералами родовищ заліза можуть бути</i> всі, наведені нижче, окрім: А – FeS ₂ , FeS, FeAsS; В – Fe ₄ Al [AlSi ₃ O ₁₀] [OH] ₆ nH ₂ O; С – (Fe, Ti), Fe ₂ O ₄ , (Mn,Fe) Fe ₂ O ₄ ; D – HFeO ₂ - HFeO ₂ nH ₂ O; Е – FeCO ₃ , FeTiO ₃ , Fe ₂ O ₃ .		
<u>V.1.1.8.</u>	За походженням <i>природнолеговані руди заліза є</i> : А – залишковими латеритної кори звітрювання; В – пізньо-магматичними; С – гідротермальними помірних глибин; D – прибережно-осадовими; Е – метаморфізованими.		
<u>V.1.1.9.</u>	Воронкоподібні родовища типу “вибухових брекчій” з магнетитовим цементом <i>належать до генетичної групи</i> : А – гідротермальних приповерхневих, що асоціюють із трапами; В – гідротермально-метасоматичних, помірно глибинних серед доломітизованих вапняків; С – пізньо-магматичних у піроксенітах; D – контактово-метасоматичних.		
<u>V.1.1.10.</u>	Брекчіїв магнетитові руди зустрічаються в залізорудних родовищах типу: А – гідротермальних приповерхневих магно-магнетитової формації; В – гідротермальних помірно глибинних сидеритової формації; С – пізньо-магматичних титано-магнетитової формації; D – пізньо-магматичних апатит-магнетитової формації.		
<u>V.1.1.11.</u>	Залишкові родовища природно легованих руд заліза <i>пов'язані</i> з латеритними корами		

	звітрявання вивержених порід типу: А – основних та ультраосновних; В – кислих та ультраосновних; С – середніх та лужних; D – ефузивних та екструзивних.
<u>V.1.1.12.</u>	<i>Промислове значення мають</i> ендегенні родовища заліза усіх наведених типів, окрім: А – ліквіаційно-магматичних; В – пізньо-магматичних; С – скарнових; D – гідротермальних.
<u>V.1.1.13.</u>	<i>Промислове значення мають</i> екзогенні родовища заліза усіх наведених типів, окрім: А – залишкові в латеритних корах звітрявання по гранітах; В – залишкові в латеритних корах звітрявання по дунітах; С – осадові прибережно-морські; D – Fe-Mn – конкрецій в океанічних западинах; E – континентально-осадові (фація “болотних руд”).

Родовища марганцю – V.1.2.

<u>V.1.2.1.</u>	Головна частина світових запасів марганцевих руд <i>представлена родовищами</i> , що належать до двох генетичних типів: А – осадові та залишкові; В – гідротермальні та скарнові; С – альбітитові та грейзенові; D – високометаморфізовані; E – власне магматичні.
<u>V.1.2.2.</u>	Провідне промислове значення <i>належить родовищам</i> піролюзит-манганіт-родохрозитових руд, що належать до типу: А – осадових прибережно-морських (кластофілітів); В – залишкових у зонах латеритного вивітрявання; С – хемогенно-осадових серед вапняків; D – гідротермально-метасоматичних; E – слабо метаморфізованих.
<u>V.1.2.3.</u>	З віддаленням від палеоберега та зі збільшенням глибини басейну хемогенно-осадові руди Al, Fe, Mn здатні утворювати промислові концентрації цих металів у такій послідовності: А – Al-Fe-Mn; D – Fe-Al-Mn; С – Fe-Mn-Al; D – Mn-Fe-Al; E – Al-Mn-Fe.
<u>V.1.2.4.</u>	<i>Рудоутворюючими мінералами</i> залишкових родовищ марганцю <i>можуть бути</i> : А – піролюзит, манганіт, псиломелан; В – брауніт, гаусманіт; С – родохрозит, родоніт, бустаніт; D – тефроїт, спесартин, п’ємонтит.
<u>V.1.2.5.</u>	<i>Рудоутворюючими мінералами</i> залишкових родовищ марганцю є: А – MnO_2 - MnO_2 $Mn(OH)_2$ – $nMnO$ MnO_2 nH_2O ; В – Mn_2O_3 - Mn_2O_4 ; С – $MnCO_3$ - $MnSiO_3$ -(Mn,Ca) SiO_3 ; D – Mn_2SiO_4 - $MnAl_2[SiO_4]_3$.
<u>V.1.2.6.</u>	Зі зміною глибини формування хемогенно-осадових руд марганцю у бік моря (тобто від палеоберега) <i>спостерігається фаціальна мінеральна зональність</i> типу: А – MnO_2 - MnO_2 $Mn(OH)_2$ - $CaCO_3$; В – Mn_3O_4 - Mn_2O_3 - MnO_2 - MnO - $CaCO_3$; С – $CaCO_3$ - MnO_2 - $Mn(OH)_2$ - MnO_2 ; D – MnO_2 - $Mn CO_3$ - $MnSiO_3$.

Родовища хрому –V.1.3.

<u>V.1.3.1.</u>	Усі крупні родовища хрому <i>належать до генотипу</i> : А – власне магматичних; В – елювіальних та прибережних розсипищ; С – пегматитових та грейзенових; D – хемогенно-осадових.
-----------------	---

<u>V.1.3.2.</u>	Усі крупні родовища хромшпінелідів просторово та генетично пов'язані з інтрузивами: А – дунітів, перидотитів, піроксенітів; В – габро-норитів, долеритів; С – гранітів, діоритів, аляскітів; D – сієнітів, нефелінових сієнітів, монзонітів.		
<u>V.1.3.3.</u>	В залежності від типу рудно-магматичної диференціації виділяються два генетичних класи родовищ хромшпінелідів, що відрізняються типом рудних покладів і мають назву:		
	<u>класи</u> А – ранньо-магматичні; В – пізньо-магматичні; С – ліквацийно-магматичні	<u>рудні поклади</u> 1 – донні вкраплені (сингенні); 2 - масивні жильні (епігенні); 3 – густо вкраплені (син- та епігенні)	<u>типи</u> а – Бушвельдський; в – Уральський; с – Норильський (або сульфідний).
<u>V.1.3.4.</u>	Головними рудоутворюючими мінералами хромшпінелідових руд є: А – $(Mg, Fe)Cr_2O_4$ та $(MgFe)(CrAl)_2O_4$; В – $FeCr_2O_4$ та $Ca_3Cr_2[SiO_4]_3$; С – хроміт, шпінель, уваровіт.		
<u>V.1.3.5.</u>	<i>Промислова цінність</i> (сортність) хромшпінелідових руд визначається: А – вмістом Cr_2O_3 та Cr_2O_3/FeO ; В – вмістом Cr_2O_3 та Cr_2O_3/Fe_2O_3 ; С – тільки вмістом Cr_2O_3 ; D – лише співвідношенням Cr/Fe^{2+} .		
<u>V.1.3.6.</u>	Хромітоносні дуніти, перидотити, піроксеніти зазвичай входять до складу магматичних утворень, що мають форму: А – лополіта, лаколіта, сила; В – батоліта, малого інтрузива, штока; С – штокверка, сідлоподібного покладу, лінзи.		

Родовища ванадію – V.1.4.

<u>V.1.4.1.</u>	Головним джерелом ванадію є родовища, що мають походження: А – осадове або інфільтраційне (кори звітрювання); В – ранньо- та ліквацийно-магматичне; С – гідротермальне або скарнове; D – механічно-осадове або розсипне.		
<u>V.1.4.2.</u>	Осадкові родовища ванадію представлені: А – пластами вуглисто-бітумінозних глинистих сланців; В – лінзами пісковиків (інколи конгломератів); С – пластами алевролітів і аргілітів; D – лінзами вугілля (типи лігнітів).		
<u>V.1.4.3.</u>	Головні ванадієві родовища типу карнотит-роскаелітових пісковиків належать (за походженням) до: А – інфільтраційних (латеритні кори вивітрювання); В – біохімічно-осадових; С – прибережних механічно-осадових; D – контактово-метаморфізованих.		
<u>V.1.4.4.</u>	Родовища ванадію (різного походження) часто є комплексними і супутньо розробляються на:		
	<u>генетичний тип</u> А – пізньо-магматичний; В – інфільтраційний; С – осадовий	<u>мінеральний тип</u> 1 – кульсонітовий; 2 – карнотит-роскаелітовий; 3 – бітумінозно-вуглисті; глинистих сланців із сульфідами	супутні метали Ti-Fe; U; U-Mo-Cu-Pb- Zn-Ni-Co-Re
<u>V.1.4.5.</u>	Пізньо-магматичні родовища ванадію генетично і просторово пов'язані з інтрузивами: А – основних та ультраосновних порід; В – гранітоїдів та сієнітів; С – дацитів-андезитів; D – ліпаритів або базальтів.		

Модуль V.1.5. – Родовища титану

<u>V.1.5.1.</u>	Головна частина світових запасів титанових руд <i>представлена родовищами</i> , що належать до двох генетичних типів: А – власне магматичного та розсипного; В – метаморфічного та осадового; С – пегматитового та скарнового; D – гідротермального та вулканогенно-осадового.		
<u>V.1.5.2.</u>	Пізньомагматичні родовища титану <i>представлені двома формаціями</i> , що відрізняються речовинно, за характером магматичних зв'язків та геотектонічної позиції:		
	рудні формації А – титано-магнетитова; В – перовськіт-ільменітова; С – рідкіснометалева	магматичні масиви 1 –габро, піроксеніти; 2 –сієніти, нефелінові сієніти; 3 – пегматити	позиція 1 – геосинклінальні зони; 2 – щити, області консолідованої складчастості; 3 – антиклінорні зони.
<u>V.1.5.3.</u>	У родовищах титану, що пов'язані з сієнітами (нефеліновими сієнітами) або з габро-піроксенітами, амфіболітами), <i>рудоутворювальними мінералами можуть бути</i> або-або:		
	споріднені магнетити А – сієніти, нефелінові сієніти В – габро-піроксеніти	мінерали 1 – перовськіт, ільменіт, сфен 2 – титаномагнетит, рутил, анатаз 3 –лопарит, пірохлор	формули мінералів 1 – CaTiO ₃ , FeTiO ₃ , CaTiSiO ₅ 2 – (Te,Ti)Fe ₂ O ₄ 3 – (Na ₂ ,Ce,Ca)(NiTiO ₃) (Na,Ce,Ca) ₂ (Nb,Ta,Ti) ₂ O ₆ .
<u>V.1.5.4.</u>	<i>У комплексних розсипних родовищах титану рудоутворювальними є всі наведені мінерали, окрім:</i> А – лопарит, пірохлор В – ільменіт, рутил, лейкоксен С – ZrSiO ₄ , Ce(PO) ₄ , Y(PO) ₄ .		

Модуль V.1.6. – Родовища нікелю-кобальту.

<u>V.1.6.1.</u>	Головні світові запаси нікелю <i>представлені двома формаціями</i> руд, що відповідають двом основним генетичним типам родовищ:		
	рудна формація А – сульфідна Co-Ni; В – гідросилікатна гарнієрит-ревденскітова; С – кобальтин-ліннеїтова-халькопїрїтова у мідистих пісковицях	генетичний тип 1 – ліквацийно-магматичний; 2 –залишковий (латеритні кори); 3 – хемогенно-осадовий; 4 – інфільтраційний (латеритні кори); 5 – пізньо магматичні.	
<u>V.1.6.2.</u>	Головні світові запаси (~50%) кобальту <i>представлені родовищами</i> певного мінерального складу, що належать до генетичного типу:		
	генетичний тип А – гідротермальний В – контактово-метасоматичний С – контактово-осадовий	мінеральний склад 1 – ліннеїт-халькопїрїтовий в мідистих пісковицях 2 – данїт-глаукодот-кобальтиновий 3 – шмальтин-хлоантит-нікелін-аргентитовий у скарнах	
<u>V.1.6.3.</u>	Родовища сульфідних Co-Ni руд генетично і просторово пов'язані з лополітами та пластовими тілами: А – габро-норитів, перидотитів; В – аляскітів, гранодіоритів, кварцових діоритів С – нефелінових сієнітів, монзонітів D – андезит-дацитів, базальтів.		
<u>V.1.6.4.</u>	Родовища сульфідних Co-Ni руд <i>супутньо розробляються</i> на: А – Co, Pt, Os, Ir, Au; В – Fe, Ti, V, Cr; С – Al, Fe, Mn; D – W, Mo, Sn, Ta, Nb.		
<u>V.1.6.5.</u>	Головним мінеральним парагенезисом сульфідних Co-Ni руд ліквацийного походження є: А – FeS-(Fe, Ni, Co) ₉ S ₈ -CuFeS ₂ ; В – FeS ₂ -(Ns, Co) AsS-Cu ₅ FeS ₄ ; С – FeAsS-CoAsS-NiAs-Cu ₂ S.		
<u>V.1.6.6.</u>	Мінеральний парагенезис FeS-(Fe, Ni, Co) ₉ S ₈ -CuFeS ₂ -CuFe ₂ S ₃ , що утворює прожилково-вкраплений тип руд, інколи суцільні руди серед габро-норитів, перидотитів, гіперстенітів, є <i>типовим для родовищ</i> генетичного типу:		

	<p>A – ліквіційно-магматичних; B – пізньо-магматичних; C – ранньо-магматичних; D – гідротермальних; E – накладено-скарнових..</p>
<u>V.1.6.7.</u>	<p>Родовища гідросилікатних руд нікелю та кобальту (гарнієрит-ревденскіт-асболанова формація) <i>належать до:</i> A – залишкових у складі латеральної кори звітрювання; B – інфільтраційних у складі сіалітової кори звітрювання; D – хомогенно-осадових зон шельфу.</p>
<u>V.1.6.8.</u>	<p>Залишкові родовища високоякісних (гарнієрит-ревденськіт-асболанових) руд <i>формуються</i> у складі латеритної кори звітрювання по масивах: A – основних та ультраосновних порід; B – гранодіоритів та кварцових діоритів; C – нефелінових сієнітів, монзонітів; D – аляскітів, аплітів, пегматитів.</p>

Модуль V.1.7. – Родовища вольфраму-молібдену.

<u>V.1.7.1.</u>	<p>Головні світові запаси вольфраму та молібдену <i>представлені родовищами</i>, генетичні типи яких наведені нижче, окрім: A – власне магматичний; B – скарновий; C – грейзеновий; D – гідротермальний.</p>
<u>V.1.7.2.</u>	<p><i>Провідним генетичним типом</i> родовищ вольфраму є: A – грейзеновий; B – власне магматичний; C – гідротермальний середньотемпературний; D – розсипний; E – скарновий.</p>
<u>V.1.7.3.</u>	<p><i>Провідним генетичним типом</i> родовищ молібдену є: A – гідротермальний середньотемпературний; B – гідротермальний високотемпературний; C – власне магматичний; D – скарновий; E – осадовий.</p>
<u>V.1.7.4.</u>	<p>Шеєліт-гранат-піроксеніти руди з кварц-молібденітовими прожилками і жилами в зоні контакту гранодіоритів з вапняками <i>належать до генетичного типу:</i> A – скарнів; B – грейзенів; C – середньотемпературних гідротермалітів; D – пегматитів.</p>
<u>V.1.7.5.</u>	<p>Зони поширення серицит-кварцових метасоматитів (нерідко з топазом, берилом, турмаліном), що містять серії кварцових жил з вкрапленістю MoS₂, SnO₂, (Fe, Mn) WO₄, Bi₂S₃ та ін. – <i>притаманні родовищам:</i> A – грейзенового типу; B – середньо-температурного гідротермального типу; C – скарнового типу; D – альбітітового типу.</p>
<u>V.1.7.6.</u>	<p>Грейзенові родовища кварц-вольфрамітової формації просторово і генетично <i>пов'язані з тілами:</i> A – калієвих гранітів значних та помірних глибин; B – помірно кислих гранітів і монзонітів субвулканічних фацій; C – спілітів та кератофірів; D – габро-норитів або дунітів.</p>
<u>V.1.7.7.</u>	<p>Середньотемпературні родовища гідротермального типу прожилково-вкраплених молібденових та мідно-молібденових руд просторово і генетично <i>пов'язані з тілами:</i> A – помірно кислих гранітів і монзонітів субвулканічних формацій B – калієвих гранітів значних і помірних глибин C – габро-норитів, піроксенітів, дунітів D – андезитів, дацитів, ліпаритів.</p>
<u>V.1.7.8.</u>	<p>Унікально-крупними родовищами за запасами власне молібденових, вольфрамових та вольфрам-молібденових руд є:</p>

	тип родовищ А – Мо (гідротермальний); В – W (грейзеновий); С – W-Мо (скарновий)	назва родовища 1 – Кляймакс (США); 2 – Верхне Кайракти (Казахстан); 3 – Сан-Донг (Корея); 4 – Садбері (Канада); 5 – Брокен-Хіл (Австралія); 6 – Саліван (Канада).
<u>V.1.7.9.</u>	Зони поширення прожилково-вкраплених молібденових та мідно-молібденових руд серед вторинних кварцитів, що пов'язані із субвулканічними тілами помірно кислих гранітів, є типовими для родовищ типу: А – гідротермального середнього температурного; В – гідротермального високотемпературного; С – контактово-метаморфічного; D – грейзенового.	

Модуль V.2.1. – Родовища міді.

<u>V.2.1.1.</u>	Промислові родовища міді відомі серед усіх наведених генетичних типів, окрім: А – магматитовий, грейзеновий; В – ліквацийно-магматичний; С – колчеданний, інфільтраційний; D – біохімічно-осадовий, вулканогенно-осадовий.	
<u>V.2.1.2.</u>	Сульфідні мідно-нікелеві родовища (з Со, Pt, Au) просторово і генетично пов'язані з інтрузивами: А – габро-норитів, піроксенітів, перидотитів, діабазів; В – гранітів, гранодіоритів, кварцових діоритів; С – сієнітів, нефелінових сієнітів, монзонітів; D – дацит-андезитів, ріолітів.	
<u>V.2.1.3.</u>	Мідно-рудні родовища з провідним мінеральним парагенезисом $CuFeS_2 - CuFe_2S_3 - FeS - (Fe, Ni)_9S_8$ найімовірніше належать до: А – ліквацийно-магматичних; В – скарбових; С – грейзенових; D – вулканогенно-осадових.	
<u>V.2.1.4.</u>	Головна частина (понад 70%) світових запасів мідних руд представлена родовищами, що належать до генетичного типу: А – гідротермальних високих та середніх глибин; В – гідротермальних малих глибин; С – скарнових; D – біохімічно-осадових..	
<u>V.2.1.5.</u>	Найбільш крупні родовища бідних мідних руд притаманні формації: А – мідно-молібденових “порфірових” руд у вторинних кварцитах; В – “мідних пісковиків” серед строкатих теригенних товщ; С – “мідно-цеолітової” в базальтах; D – “мідно-колчеданної” серед спіліто-кератофірів.	
<u>V.2.1.6.</u>	Серед родовищ формації “мідистих пісковиків” найбільш важливими у промисловому відношенні (біля 30% світових запасів) є ті, що належать до: А – гідротермальних; В – біохімічно-осадових; С – інфільтраційних; D – механічно-осадових.	
<u>V.2.1.7.</u>	Унікальними крупними родовищами за запасами власне мідних та свинцево-цинкових руд є:	
	тип родовища А – мідне (гідротермальний); В – свинцево-цинкове (гідротермальний)	назва родовища 1 – Чуквікамата (Перу); 2 – Саліван (Канада), Брокен-Хіл (США); 3 – Садбері (Канада); 4 – Сичуань-шань (Китай); 5 – Удокан (Росія); 6 – Джезказган (Казахстан).
<u>V.2.1.8.</u>	Родовища міді різного походження притаманні лише парагенезисам рудоутворювальних мінералів, зокрема:	
	тип родовища А – ліквацийно-магматичні; В – гідротермальні “мідисті пісковики”; С – інфільтраційні “мідисті пісковики”; D – осадові “мідисті пісковики”; E – колчеданні (різних фацій)	парагенезиси 1 – $FeS-CuFeS_2-(Fe, Ni)_9S_8$; 2 – $CuFeS_2-Cu_2S-Cu_5-FeS_4$; 3 – $CuSiO_3 \cdot 2H_2O-Cu-CuCO_3 \cdot Cu(OH)_2$; 4 – $FeS_2-CuFeS_2-FeS$; 5 – $Cu-Cu_2S$ – цеоліт.

<u>V.2.1.9.</u>	<p>Дуже дрібнозернисті мідні руди, що мають масивну, смугасту, часто коломорфну текстуру, <i>притаманні</i> лише родовищам типу:</p> <p>A – вулканогенно-осадових колчеданних; B – магматогенних сульфідно-мідно-нікелевих; C – гідротермальних мідно-молібденових; D – гідротермальних мідно-цеолітових.</p>
-----------------	--

Родовища Pb-Zn-Ag – V 2.2.

<u>V.2.2.1.</u>	<p>Промислові родовища свинцево-цинкових руд <i>відомі</i> лише серед:</p> <p>A – магматичних і розсипних; B – скарнових і гідротермальних; C – вулканогенно-осадових; D – гіпергенних утворень.</p>								
<u>V.2.2.2.</u>	<p>Руди переважної більшості типів свинцево-цинкових родовищ є <i>головним або єдиним джерелом супутнього видобутку</i> (разом із Pb, Zn, Cu, Au) таких металів:</p> <p>A – Ag, Cd, In, Ge, Ga; B – W, Mo, Sn, Ta, Nb; C – Fe, V, Ti, Mn, Cr; D – U, Th, Li, Rb, Cz.</p>								
<u>V.2.2.3.</u>	<p>Більша частина (80-90%) світових запасів свинцево-цинкових руд <i>представлена родовищами</i>, що належать до:</p> <p>A – гідротермальних та осадово-гідротермальних; B – ранньо- та пізньомагматичних; C – альбітитових та грейзенових; D – залишкових та інфільтраційних; E – контактово-метасоматичних.</p>								
<u>V.2.2.4.</u>	<p>Алтин-топканський та тетюхінський підтипи свинцево-цинкових руд є генетично однотипними і <i>представляють родовища</i>:</p> <p>A – приконтактові та віддалено скарнові; B – вапняково та магнезійно-скарнові; C – високо- та низько скарнові; D – власне та накладено-скарнові.</p>								
<u>V.2.2.5.</u>	<p>Всі промислові родовища Pb-Zn-Ag руд є <i>похідними</i> після магматичних процесів розвитку вогнищ типу:</p> <p>A – гранітоїдних гіпабісальної зони; B – базальтоїдних різних глибин; C – гранітно-батолітового типу; D – лужно-екструзивного типу.</p>								
<u>V.2.2.6.</u>	<p>Середньотемпературні гідротермальні родовища Pb-Zn-Ag руд (біля 60% світового видобутку) <i>представлені формаціями</i>, що відрізняються речовинним складом характером рудовмісних товщ та морфоструктурно:</p> <table border="1" data-bbox="327 1473 1308 1720"> <thead> <tr> <th><u>рудна формація</u></th> <th><u>морфоструктура</u></th> <th><u>рудовмісна товща</u></th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>A – галеніт-сфалеритова (Приаргунський підтип); B – колчеданно-поліметалічна (Рудноалтайський підтип); C – кварц-галеніт-сфалеритова (Садонський або Фрайберзький підтип).</td> <td>1 – метасоматичні тіла неправильної форми; 2 – метасоматичні лінзоподібні тіла; 3 – жили виворнення.</td> <td>a – карбонатні; b – вулканогенно-осадові; c – силікатні породи, переважно кислі або середні мігматити.</td> </tr> </tbody> </table>			<u>рудна формація</u>	<u>морфоструктура</u>	<u>рудовмісна товща</u>	A – галеніт-сфалеритова (Приаргунський підтип); B – колчеданно-поліметалічна (Рудноалтайський підтип); C – кварц-галеніт-сфалеритова (Садонський або Фрайберзький підтип).	1 – метасоматичні тіла неправильної форми; 2 – метасоматичні лінзоподібні тіла; 3 – жили виворнення.	a – карбонатні; b – вулканогенно-осадові; c – силікатні породи, переважно кислі або середні мігматити.
<u>рудна формація</u>	<u>морфоструктура</u>	<u>рудовмісна товща</u>							
A – галеніт-сфалеритова (Приаргунський підтип); B – колчеданно-поліметалічна (Рудноалтайський підтип); C – кварц-галеніт-сфалеритова (Садонський або Фрайберзький підтип).	1 – метасоматичні тіла неправильної форми; 2 – метасоматичні лінзоподібні тіла; 3 – жили виворнення.	a – карбонатні; b – вулканогенно-осадові; c – силікатні породи, переважно кислі або середні мігматити.							
<u>V.2.2.7.</u>	<p>Крупні метасоматичні поклади багатих Pb-Zn руд, що мають гідротермально-осадове походження, є досить специфічними у морфоструктурному відношенні та <i>залагають серед</i>:</p> <table border="1" data-bbox="327 1814 1308 2027"> <thead> <tr> <th><u>рудовмісна товща</u></th> <th><u>типи рудних тіл</u></th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>A – флішеподібна з горизонтами карбонатних порід; B – пісковики, конгломерати з лінзами мергелів та гіпсів.</td> <td>1 – лінзи, пласти смугасто-вкраплених руд; 2 – незгідні зони прожилково-вкраплених руд; 3 – штоки, гнізда суцільних руд; 4 – жили, штокверки.</td> </tr> </tbody> </table>			<u>рудовмісна товща</u>	<u>типи рудних тіл</u>	A – флішеподібна з горизонтами карбонатних порід; B – пісковики, конгломерати з лінзами мергелів та гіпсів.	1 – лінзи, пласти смугасто-вкраплених руд; 2 – незгідні зони прожилково-вкраплених руд; 3 – штоки, гнізда суцільних руд; 4 – жили, штокверки.		
<u>рудовмісна товща</u>	<u>типи рудних тіл</u>								
A – флішеподібна з горизонтами карбонатних порід; B – пісковики, конгломерати з лінзами мергелів та гіпсів.	1 – лінзи, пласти смугасто-вкраплених руд; 2 – незгідні зони прожилково-вкраплених руд; 3 – штоки, гнізда суцільних руд; 4 – жили, штокверки.								

<u>V.2.2.8.</u>	Головним рудоутворюючим мінералом власне цинкових руд є ZnS у вигляді відмін, що відрізняються:	
	<u>властивості</u> А – високим вмістом Fe; В – низьким вмістом Fe; С – високим вмістом Cd; D – кристалізується в кубічній структурі; Е - кристалізується у гексагональній структурі.	<u>назва відміни</u> 1 – марматит; 2 – клейофан; 3 – пшибраніт; 4 – сфалерит; 5 – вюрцит.
<u>V.2.2.9.</u>	У родовищах Pb-Zn-Ag руд срібло може знаходитись у вигляді:	
	<u>мінерал</u> А – кюстеліт; В – електрум; С – прустит; D – піраргірит; Е – полібазит.	<u>формула мінералу</u> 1 – срібло із 20-30% золота; 2 – срібло із біля 50% золота; 3 – Ag ₃ AsS ₃ ; 4 – Ag ₃ SbS ₃ ; 5 – (Ag, Cu) ₃ SbS ₃ .
<u>V.2.2.10.</u>	Одна тонна колчеданно-поліметалевої руди у порівнянні зі звичайною свинцево-цинковою коштує приблизно у п'ять разів дорожче, тому що з неї (крім Pb, Zn) супутньо можна вилучати : А – Au, Ag, Cu, Cd, In, Ge, Ga, Se, Te; В – W, Mo, Sn, Ta, Ni, Be, Li; С – Fe, Cu, Ni, Co, Pt, Os, Ir; D – Ti, Cr, V, Mn, Al, Fe.	

Родовища Sn, Sb, Hg – V.2.3.

<u>V.2.3.1.</u>	Промислові родовища олов'яних руд не відомі лише серед порід: А – магматичних і осадових; В – скарнових і магматитових; С – гідротермальних і грейзенових; D – алювіальних і прибережно-морських.		
<u>V.2.3.2.</u>	Головні ендегенні типи родовищ олова є похідними після магматичних процесів становлення інтрузивів: А – калієвий лейкократовий граніт; В – дуніт-піроксеніт-перидотитовий; С – нефелінових сіенітів, монзонітів; D – андезитів-дацитів-ріолітів.		
<u>V.2.3.3.</u>	Головними генетичними типами родовищ олова є: А – грейзенові та середньотемпературно-гідротермальні; В – оловоносні скарни; С – рідкіснометалеві пегматити; D – залишкові та інфільтраційні.		
<u>V.2.3.4.</u>	Обидва головних типи родовищ олова, що генетично пов'язані з інтрузивами калієвих гранітів, суттєво відрізняються за речовинним складом, глибиною та умовами формування, а саме:		
	<u>рудна формація</u> А – кварц-каситеритова; В – сульфідно-каситеритова; С – оловоносно-скарнова; D – рідкіснометалевих пегматитів.	<u>генетичний тип</u> 1 – грейзеновий порівняно глибинний; 2 – середньотемпературно-гідротермальний помірних і малих глибин; 3 – низькотемпературно-гідротермальний приповерхневі.	<u>вміщуюча порода</u> а – кварц-слюдисті метасоматити, іноді з топазом, берилом; в – зони метасоматитів із залізистими відмінами турмаліну та хлориту.
<u>V.2.3.5.</u>	Розсіпні родовища олова (біля 70% світового видобутку) представлені переважно класом: А – алювіальних; В – елювіальних; С – делювіальних; D – прибережних.		
<u>V.2.3.6.</u>	Для родовищ кварц-каситеритової формації дуже характерні парагенезиси мінералів: А – SiO ₂ -SnO ₂ -MoS ₂ -(Mn.Fe)WO ₄ – мусковіт-берил-топаз; В – FeAsS-FeS ₂ (FeS)-CuFeS ₂ -ZnS-PbS-SiO ₂ -SnO ₂ -Fe ₂ O ₃ – шерл-шамозит-тюрінгіт.		
<u>V.2.3.7.</u>	Головним генетичним типом власне ртутних, сурм'яних та ртутно-сурм'яних родовищ є:		

	А – гідротермальний низькотемпературний помірних глибин; В – гідротермальний високотемпературний значних глибин; С – гідротермальний середньо температурний малих глибин; D – вулканогенно-гідротермальний.		
<u>V.2.3.8.</u>	Головні світові запаси руд ртуті та сурми <i>сконцентровані у родовищах, що належать до:</i> А – гідротермальних телетермальних; В – скарнових та грейзенових; С – плутоногенних та пегматитових; D – плутоногенно-гідротермальних; Е – залишкових та розсіпних.		
<u>V.2.3.9.</u>	Головні світові запаси руд ртуті та сурми складені сульфідами, що створюють промислові концентрації переважно у температурних інтервалах:		
	<u>мінерали</u>	<u>формація</u>	<u>Температура (°C)</u>
	А – антимоніт	1 – Sb ₂ S ₃	a – 170-140°C
	В – кіновар	2 – HgS (тригон.)	b – 140-70°C
	С – метацинобарит	3 – HgS (кубіч.)	c – 200-170°C.

Родовища – Al, Mg – V.2.4.

<u>V.2.4.1.</u>	Альтернативу бокситовим рудам <i>можуть скласти:</i> А – силіманіт-дістенові кристалічні сланці або нефелін-лейцитові породи; В – гранат-ставролітові кристалічні сланці або нонтронітові руди; С – алюмосилікатні породи кислого ряду або корундові плагіоклазити; D – гіпербазити лужного ряду або глауконітові глини.		
<u>V.2.4.2.</u>	Найважливіші екзогенні типи родовищ алюмінію <i>представлені рудами типу:</i>		
	<u>родовище</u>	<u>руди</u>	
	А – залишкові (латеритні);	1 – гідраргілітові боксити;	
	В – осадові (континентальні);	2 – тригідратні боксити;	
	С – хемогенно-осадові (геосинклінальні)	3 – діаспор-б'ємітові боксити (моногідратні).	
<u>V.2.4.3.</u>	Ендогенні родовища алюмінію <i>представлені рудами, що складені мінералами:</i>		
	<u>родовище</u>	<u>рудоутворюючі мінерали</u>	
	А – магматичні;	1 – Na[AlSiO ₄]-K[AlSi ₂ O ₆];	
	В – гідротермально-метасоматичні у вторинних кварцитах;	2 – KAl ₃ [SO ₄] ₂ (OH) ₆ ;	
	С – метаморфічні	3 – Al ₂ SiO ₅ ;	
		4 – HAlO ₂ -AlO(OH)-Al(OH) ₃ ;	
		5 – Al ₂ [Si ₂ O ₅](OH).	
<u>V.2.4.4.</u>	Магматичні типи родовищ алюмінію <i>представлені інтрузивними породами типу:</i> А – уртит, йоліт, нефеліновий сіеніт; В – дуніт, перидотит, піроксеніт; С – аляскіт, монцоніт, апліт; D – габро, пірит, долерит; Е – граніт, гранодіорит, кварцовий діорит.		
<u>V.2.4.5.</u>	Родовища, що складені нефелінвмісними уртитами, йолітами, сіенітами <i>можуть розроблятися на:</i> А – Al, Ti; В – керамічну сировину; С – Fe, Co, Ni; D – Na, K.		
<u>V.2.4.6.</u>	Родовища латеритних бокситів <i>пов'язані, як правило, з виходом на денну поверхню:</i> А – сіенітів, інколи дунітів; В – хемогенних вапняків, мергелів; С – гранітів, кварцових діоритів; D – аркозових пісковиків, каоолінів.		
<u>V.2.4.7.</u>	Латеритні та континентально-осадові боксити <i>відрізняються від інших руд алюмінію тригідратним складом з перевагою:</i>		
	<u>мінерал</u>	<u>формула</u>	
	А – гідраргіриту (гібситу);	1 – Al(OH) ₃ ;	
	В – діаспору;	2 – HAlO ₂ ;	
	С – б'єміту;	3 – AlO(OH);	
	D – алуніту	4 – KAl ₃ [SO ₄] ₂ (OH) ₆ ;	
<u>V.2.4.8.</u>	Родовища осадових бокситів геосинклінального підтипу <i>відрізняються від інших родовищ домінуванням моногідратів з перевагою:</i> А – діаспору, б'єміту;		

	В – гідраргіриту (гібситу); С – каолініту, алуніту; D – корунду.
--	--

Родовища золота і срібла -V 3.1.

<u>V.3.1.1.</u>	Власне золоторудні родовища, що сформовані розчинами рідного походження, часто <i>відрізняються геохімічними типами:</i>			
	А – метаморфогенно-гідротермальні; В – плутоногенно-гідротермальні; С – вулканогенно-гідротермальні.	1 – Au-Fe, Au-As; 2 – Au-Fe, Au-As, Au-Bi, Au-Cu-Zn (Pb); 3 – Au-Ag, Au-Ag-Sb (As), Au-Te (Se), Au-Ag-Pb (Zn).		
<u>V.3.1.2.</u>	Головні світові запаси золота <i>представлені запасами родовищ типу</i> А – древніх метаморфізованих конгломератів; В – алювіальних і прибережно-морських розсипищ; С – пізньо- і ліквацийно-магматичних; D – скарнових і грейзенових.			
<u>V.3.1.3.</u>	Головні генетичні типи гідротермальних родовищ золота досить чітко <i>розрізняються за формаційною належністю і сульфідністю руд у цілому:</i>			
	<u>генотип</u> А – метаморфогенно-гідротермальні; В – плутоногенно-гідротермальні; С – вулканогенно-гідротермальні; D – амагматичні	<u>рудна формація</u> 1 – Au-Cu; 2 – Au-S-Q; 3 – Au-Ag-Q; 4 – Au-S	<u>сульфідність руд</u> а – малосульфідні (1-5%); b – помірносульфідні (10-20%); с – убогосульфідні (0,5-1,5%); d – суттєвосульфідні (>40 %).	
<u>V.3.1.4.</u>	Гідротермальні типи власне золоторудних родовищ досить чітко <i>розрізняються за глибиною формування, баричним режимом та ступенем термостатування палеогідросистеми з градієнтом Δt (°C на 100 м по вертикалі):</i>			
	<u>генотип</u> А – метаморфогенно-гідротермальні; В – плутоногенно-гідротермальні; С – вулканогенно-гідротермальні; D – амагматичні	<u>глибина</u> 1 – значна (3-4 км); 2 – середня (3-1,5 км); 3 – мала (0,1-1,5 км); 4 – можлива різна	<u>баричний тип</u> а – високобарні (350-200 МПа); в – середньобарні (200-30 МПа); с – помірнобарні (30-20 до 0,1 МПа)	<u>Δt (°C на 100 м)</u> 1 – 6-10°C; 2 – 12-25°C; 3 – 25-40°C; 4 – 40-60°C.
<u>V.3.1.5.</u>	Переважає більшість гідротермальних родовищ золота так чи інакше (просторово, генетично, парагенетично або енергетично) <i>пов'язана з магматичними вогнищами:</i> А – гранітоїдного типу; В – базальтоїдного типу; С – карбонатноутворюючого типу; D – лужно-вуглекислотного типу.			
<u>V.3.1.6.</u>	Переважає більшість вулканогенно-гідротермальних родовищ золота і срібла має певну сульфідність <i>та пов'язана з формаціями порід:</i>			
	<u>руди</u> А – убогосульфідні; В – помірносульфідні; С – малосульфідні; D – суттєвосульфідні	<u>формації</u> 1 – ріоліт-андезит-дацитова; 2 – базальтоїдна; 3 – спіліт-кератофірова; 4 – габро-норитова.		